

第 1 8 回極域気水圏シンポジウム プログラム・講演要旨

The Eighteenth Symposium
on
Polar Meteorology and Glaciology
Programme and Abstracts

国立極地研究所図書室



000176297

1995年7月18日(火)～7月19日(水)
July 18～19, 1995

国立極地研究所

National Institute of Polar Research
Tokyo, Japan

557.5(*7)
KY

第18回極域気水圏シンポジウム プログラム

日 時： 1995年
7月18日（火）09：30～17：45
7月19日（水）09：30～12：00

会 場： 国立極地研究所 講堂（6階）

主 催： 国立極地研究所

第18回極域気水圏シンポジウム・プログラム

日程表

| 7月18日(火) | | 7月19日(水) | |
|--------------------------|-------------|---|-------------|
| 開会の挨拶 平澤威男(国立極地研究所所長) | 9:30~9:40 | ポスター発表I(18) | 9:30~10:30 |
| ドーム計画(2) | 9:40~11:00 | 気候(7) | |
| 衛星観測(4) | | 雪氷コア(4) | |
| 座長: 上田 豊 | | 雪氷物理化学(2) | |
| | | 雪氷(2) | |
| | | 雪氷技術(3) | |
| 休憩 | 11:00~11:05 | 休憩 | 10:30~11:00 |
| 雪氷物理化学(5) | 11:05~ | 発表II(18) | 11:00~12:00 |
| 座長: 本堂武夫 | | 雪氷(6) | |
| | | 物質循環(9) | |
| | | 衛星(2) | |
| | | 海洋(1) | |
| 昼食・休憩 | 12:10~13:00 | <p>北極圏環境研究国際シンポジウム</p> <p>公開講演会 14:00~17:30</p> <p>「北極圏環境研究の現状と将来」</p> <p>—国際北極科学委員会(IASC)を中心として—</p> <p>レセプション 18:00~</p> <p>場所: 九段会館</p> <p>7月20, 21日 研究発表</p> <p>場所: 国立極地研究所</p> | |
| 大気・気候(4) | 13:00~13:55 | | |
| 座長: 神沢 博 | | | |
| 休憩 | 13:55~14:00 | | |
| 物質循環(6) | 14:00~15:20 | | |
| 座長: 村山昌平 | | | |
| 休憩 | 15:20~15:30 | | |
| 雪氷コア(5) | 15:30~16:35 | | |
| 座長: 藤田秀二 | | | |
| 休憩 | 16:35~16:40 | | |
| 海洋(5) | 16:40~17:45 | | |
| 座長: 滝沢隆俊 | | | |

P17910

9.3.31

※各セッションの()内の数字は講演数
 ※口頭発表の講演時間は13分(発表10分、質疑3分)

第18回極域気水圏シンポジウムプログラム

口頭発表の講演時間は13分（発表10分、質疑3分）

7月18日（火） 9:30～17:45

開会の挨拶 国立極地研究所所長 平澤威男 （9:30～9:40）

I. ドーム計画・衛星観測（9:40～11:00）

座長：上田 豊（名大大気水圏研）

I-1 JARE 35ドーム計画活動報告と東南極S16—ドームFトラバースルート沿いの雪氷観測

庄子仁（北見工大）、斉藤隆志（京大防災研）、
斉藤健（しばれ研）、白岩孝行（北大低温研）、
田口雄二（気象庁）、横山宏太郎（北陸農試）、
本堂武夫（北大低温研）、渡辺興亜、本山秀明、
古川晶雄（極地研）、竹川元章（気象庁）、
上田豊（名大大気水圏）

I-2 ドームふじ観測拠点建設

斉藤健（しばれ研）、中川和久、（京都教育大）、
伊東政志（北海道電通局）、大日方一夫（新潟大）、
田口雄二（気象庁）、小西勇二（(株)コマツ）、
佐藤佳昭（新潟鉄鋼）、白岩孝行（北大低温研）、
庄子仁（北見工大）、石沢賢二、佐野雅史、
竹内貞男（極地研）、横山宏太郎（農技研）、
渡辺興亜（極地研）

I-3 SARインターフェロメトリによる南極の氷河氷床の変動の研究

西尾文彦（北教大）、木村宏（岐阜大工）、
古川晶雄（極地研）、見富恭（RESTEC）

I-4 ERS-1/SAR, MOS-1/MESSR画像を用いたベルジカ山脈周辺の氷床の研究

高橋晃（通総研）、藤井理行、古川晶雄（極地研）、
長幸平（東海大）、西尾文彦（北教大）

I-5 南極域衛星データの画像特徴量による領域分割

村本健一郎、得永敬信、松浦弘毅（金沢大工）、
山内恭（極地研）

I-6 SSM/Iデータを用いた巨大氷山の追跡

佐々木信夫、長幸平、下田陽久、坂田俊文（東海大情報センター）

休憩：11:00～11:05

II. 雪氷物理化学（11:05～12:10）

座長：本堂武夫（北大低温研）

II-1 低温で成長する板状氷晶の成長機構

権田武彦（愛知学院大教）、松浦由紀（榊東芝）

II-2 氷結晶の5～40GHzにおける誘電損失の精密測定

松岡建志、藤田秀二、森島成憲、前晋爾（北大工）

II-3 酸を含む氷結晶のHF帯における複素誘電率の測定

—アイスレーダの設計・データ解釈のための基礎実験—

松岡健一（北大低温研）、藤田秀二、松岡健志、石田利博、前晋爾（北大工）、本堂武夫（北大低温研）

II-4 氷結晶中の不活性ガス分子の拡散

佐藤弘一（北大工）、内田努（北海道工業技研）、本堂武夫（北大低温研）、前晋爾（北大工）

II-5 多結晶氷中における化学反応

竹中規訓、大門暢、坂東博、前田泰昭（大阪府立大工）

昼食・休憩：12:10～13:00

III. 大気・気候（13:00～13:55）

座長：神沢 博（国立環境研）

III-1 PMR衛星データを用いた成層圏中間圏の冬期南半球における西風ジェットとプラネタリー波の活動性

松崎裕司（京大理）、塩谷雅人（北大大学院）

III-2 南半球海氷域における大気の熱エネルギー収支の季節変化について

岡田格（総研大）、山内恭（極地研）

III-3 昭和基地における地上放射観測結果

青野正道（JARE32）岸隆幸（JARE33）、櫻井敬三（JARE34）、山本義勝（JARE35）、金戸進（気象庁）、山内恭（極地研）

III-4 SPCによる粒径別吹雪質量フラックスの測定

杉浦幸之助、西村浩一、前野紀一（北大低温研）、
木村忠志

休憩：13:55～14:00

Ⅳ．物質循環（14:00～15:20）

座長：村山昌平（資源環境技術総研）

- IV-1 「しらせ」の観測によるオゾンゾンデデータを用いたオゾンの子午面分布の解析

大島林太郎（京大理）、塩谷雅人（北大大学院）

- IV-2 成層圏オゾン層破壊をもたらすハロカーボン類の国際的な生産・消費規制と最近の南北両半球における大気中濃度変動

巻出義紘（東大アイソトープ）、豊田栄、富永健
（東大大学院）

- IV-3 南極昭和基地におけるNO₂の可視分光器観測

川口あかね、近藤豊、小池真、中島英彰（名大STE研）、青木周司、小出理史（東北大）、
山内恭（極地研）、永尾一平（名大大気水圏研）、
岩井邦中（信州大）

- IV-4 西太平洋および南極海上のエーロゾル粒子の粒径分布

三浦和彦、松田和秀、柘尚人（東京理科大）、
青木一真（北大・環境）、中江茂（東京理科大）

- IV-5 南極大陸境界層をかける成層圏エアロゾル

林政彦（名大STE研）

- IV-6 南極氷床のメタンスルホン酸と硫黄循環

長田和雄、林政彦（名大STE研）

休憩：15:20～15:30

Ⅴ．雪氷コア(15:30～16:35)

座長：藤田秀二（北大工学部）

- V-1 雪氷コア結晶方位自動解析システムの開発

ワンウン、東信彦、梅村晃由（長岡技科大）、
東久美子（長岡雪氷防災研）

- V-2 氷中含有不純物濃度の非破壊分析

高田守昌（長岡技科大）、中村奨（長岡工業高専）、伊藤義郎（長岡技科大）、東久美子（長岡

雪氷防災研)、東信彦、梅村晃由(長岡技科大)

- V-3 AC-ECM法(高周波電気伝導度測定法)による氷床コア解析—南極やまとコア解析への応用

杉山健、藤田秀二、前晋爾(北大工)、成田英器、
本堂武夫(北大低温研)

- V-4 氷床コア解析用ECM増幅器の開発とコンピュータ接続

大井正行、成田英器(北大低温研)、渡辺興亜
(極地研)

- V-5 南極南やまとコアから求められた氷期におけるCO₂、CH₄、N₂O濃度及び、
δ¹³Cの変動

町田敏暢(国立環境研)、中澤高清(東北大理)、
成田英器(北大低温研)、藤井理行(極地研)、
青木周司(東北大理)、渡辺興亜(極地研)

休憩: 16:35~16:40

VI. 海洋 (16:40~17:45)

座長: 滝沢隆俊(海洋科学技術センター)

- VI-1 南極発散域における係留観測(序報)

若土正暁(北大低温研)、共同研究グループ

- VI-2 南極沿岸海洋場の季節変動機構

大島慶一郎(北大低温研)

- VI-3 海氷・海洋結合モデルを用いた氷縁域の数値実験

深町康(北大低温研)

- VI-4 Melting of a horizontal ice sheet floating on salt-stratified water

Wladyslaw Rudzinski、若土正暁(北大低温研)

- VI-5 オホーツク海海水の起源

浮田甚郎(北大低温研)、田中教幸(北大大学院)、
河村俊行(北大低温研)

7月19日(水) 9:30~12:00

P-I. ポスター発表・第1 (9:30~10:30)

気候

- P-I-1 JARE35内陸旅行中の気象観測
田口雄二、稲川譲(気象庁)、
- P-I-2 東南極氷床ドームFにおける夏期の昇華蒸発・凝結量と熱収支観測
白岩孝行(北大低温研)、田口雄二(気象庁)、
斉藤隆志(京大防災研)、庄子仁(北見工大)、
横山宏太郎(北陸農試)、渡辺興亜(極地研)、
榎本浩之(北見工大)、児玉裕二、竹内由香里
(北大低温研)
- P-I-3 ドームふじ〜昭和基地ルートにおける無人気象観測 1994年観測結果
榎本浩之(北見工大)、本山秀明(極地研)、
白岩孝行(北大低温研)、斉藤隆志(京大防災研)、
亀田貴雄(北見工大)、古川晶雄(極地研)、
高橋修平(北見工大)、渡辺興亜(極地研)
- P-I-4 冬季の総観規模擾乱に伴う南極昭和基地の昇温現象について
内藤望(名大大気水圏研)、村松久史(京大防災
研)
- P-I-5 昭和基地で観測された紫外域日射
居島修、高尾俊則(気象庁)、
- P-I-6 南極ハレー基地での吹雪観測(STABLE 1991)
西村浩一、根本征樹(北大低温研)、J.C.King
(British Antarctic Survey)、S.D. Mobbs (The
University of Leeds)、J.C.R. Hunt (Met. Office,U.K)
- P-I-7 気象レーダの新しい解析法による高さ毎の降水強度の推定(5)
畑中雅彦、木村慎也、吉田豊(室蘭工大)、
和田誠、平沢尚彦(極地研)
- 雪氷コア
- P-I-8 みずほ700mコアの基本解析から推定される堆積中断
—みずほ700mコアとH15コアの火山起源物質の対比
河野美香(岡山大)、福岡孝昭(学習院大)、
山内英子、遠藤邦彦(日大)、藤井理行(極地研)
- P-I-9 雪圧密過程の粒子径、気泡径と $\delta^{18}\text{O}$ の関係
成田英器、本堂武夫(北大低温研)、渡辺興亜
(極地研)

P-I-10 氷床コアからえられた10世紀以降の大気CO₂の濃度— $\delta^{13}\text{C}$ 関連性の意味
加藤喜久雄、小牧香織（名大大気水圏研）

P-I-11 レーザトモグラフィを用いた氷床コア解析
池田哲哉（北大工）、藤井道子（北大低温研）、
前晋爾（北大工）、本堂武夫（北大低温研）、
内田努（北工研）、P.Duval(LGGE)、
V.Ya.Lipenkov(AARI)

雪氷物理化学

P-I-12 氷結晶のLF帯、マイクロ波・ミリ波帯における誘電異方性
—偏波・多周波アイスレーダの設計・データ解析に必要な基礎物性—
藤田秀二、松岡健志、森島成憲、前晋爾（北大工）

P-I-13 凍結—融解過程における溶存物質の揮散
佐藤啓市、竹中規訓、坂東博、前田泰昭（大阪府
立大工）

雪氷

P-I-14 氷床の深さと年代の関係
宮本淳、本堂武夫（北大低温研）、庄子仁（北見
工大）

P-I-15 南極氷床の回転について —仮説—
立花義祐（東海大文明研）

雪氷技術

P-I-16 光ファイバジャイロによる氷河・氷床表面地形の連続測定について
古川晶雄、渡辺興亜（極地研）

P-I-17 アイスドーム構造の昇華抑制に関する模型実験
勝山範之（日大大学院）、半貫敏夫（日大理工）

P-I-18 個別要素法による雪洞の動的崩壊シミュレーション
高橋誠一、大塚弘樹（日大大学院）、半貫敏夫
（日大理工）

休憩・ポスター張り替え（10:30～11:00）

P-II. ポスター発表・第2（11:00～12:00）

雪氷

P-II-1 東南極、沿岸—ドームふじ間の表面積雪中の化学成分
本山 秀明、神山孝吉、渡辺興亜（極地研）

P-II-2 東南極S16—ドームふじ間の堆積環境
本山秀明、古川晶雄、藤井理行（極地研）

P-II-3 東南極沿岸～ドームFトラバースルート沿いの表面積雪構造と密度に
ついて

白岩孝行（北大低温研）、庄子仁（北見工大）、
齊藤隆志（京大防災研）、横山宏太郎（北陸農試）、
渡辺興亜（極地研）

- P-II-4 東南極沿岸平頭氷河からの液相流出量の観測
齊藤隆志（京大防災研）、横山宏太郎（北陸農試）、渡辺興亜（極地研）
- P-II-5 アイスレーダによる内部層観測結果と氷床流動について
前野英生、浦塚清峰（通総研）
- P-II-6 力の均衡から導かれる氷床底面の動力的状態
成瀬廉二（北大低温研）

物質循環

- P-II-7 南極昭和基地におけるレーザーヘテロダイン分光計を用いたオゾン・メタン、一酸化二窒素、硝酸の観測
小出理史、田口真、福西浩、青木周司（東北大理）、岡野章一、渡辺興亜（極地研）、横山宏太郎（北陸農試）
- P-II-8 昭和基地における海塩粒子と硫黄化合物粒子の化学組成
原圭一郎（名大STE研）、菊地正、古谷圭一（東京理科大学）、林政彦（名大STE研）、藤井理行（極地研）、岩坂泰信（名大STE研）
- P-II-9 南極昭和基地における硫黄化合物の季節変化
古賀聖治（資環研）、永尾一平、田中浩（名大大気水圏研）、小林智子、藤井理行（極地研）、青木周司（東北大）
- P-II-10 南極昭和基地におけるエアロゾル中の脂質成分の分布
錦織睦美、河村公隆（都立大理）、林政彦（名大STE研）
- P-II-11 南極昭和基地に於ける極夜期間を含むオゾン全量の年々変化（1961-93）
忠鉢繁（気象研）
- P-II-12 南極オゾンホール of 水平構造の変化
川平浩二、白鳥和歌子（富山高専）
- P-II-13 南極昭和基地における大気中CO₂の酸素同位体比の測定
村山昌平（資源環境研）、中澤高清、青木周司、田中正之（東北大）、清水明（環境研）、林政彦（名大STE研）、森本真司、川口貞男（極地研）
- P-II-14 国内環境大気中二酸化炭素濃度測定例および長野県内日本アルプス雪中化学種計測例
二木安之（信州大医）、富安文武乃進、二瓶好正

(東大生産技研)、渡辺興亜、神山孝吉(極地研)

P-II-15 1994/1995年冬季ライダー観測 (Ny-Ålesund)

足立宏、柴田隆、林政彦、酒井哲、長谷正博(名大STE研)、進和美、名倉義信(福岡大理)、
R. Neuber(AWI)、藤原玄夫、(福岡大理)、
岩坂泰信(名大STE研)

衛星

P-II-16 SSM/Iによる氷床表面の時系列解析

榎本浩之(北見工大)、藁科秀男(仙台電波高専)

P-II-17 衛星観測による1987-1994年の昭和基地沖の海水状況

—1993/94年夏季の多氷についての考察—

榎本浩之(北見工大)、藁科秀男(仙台電波高専)、
斉藤隆志(京大防災研)、白岩孝行(北大低温研)

海洋

P-II-18 南極沿岸ポリニアにおける海水生産と対流混合

牛尾収輝(極地研)、滝沢隆俊(海洋科技セ)、
大島慶一郎、河村俊行(北大低温研)

シンポジウム プロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願い致します。

1. 投稿締め切り日：平成7年10月31日（火）

2. 投稿要領：論文は刷りあがり10ページ以内とします。この場合、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで15枚以内となり、図・表が増えた分、原稿は少なくしてください。図表は2枚で刷りあがり1ページと計算してください。投稿論文はレフェリー2名による校閲がありますのでコピーを3部お送り下さい。オリジナルは手元に残しておいてください。文字指定や図表の挿入位置の記入は、最終原稿の段階でお願いします。

なお、プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構ですから投稿して下さい。投稿されない場合でも、英文アブストラクトは必ず提出してください。

3. その他：シンポジウムプログラムをプロシーディングスに掲載しますので、題名、著者名を変更された方は英文題目とローマ字表記著者名を気水圏プロシーディングス編集幹事までお知らせ下さい。

4. 投稿先：173 東京都板橋区加賀1-9-10

国立極地研究所 気水圏プロシーディングス編集幹事

古川晶雄

TEL (03) 3962-5580

FAX (03) 3962-5719

E-mail: glacier@nipr.ac.jp

第18回極域気水圏シンポジウム

講演要旨

J A R E 3 5 ドーム計画活動報告と 東南極 S 1 6 -ドーム F トラバースルート沿いの雪氷観測

* 庄子 仁（北見工大）・斉藤隆志（京大）・斉藤 健（しばれ技術研）・白岩孝行（北大）・田口雄二（気象庁）・横山宏太郎（北陸農試）・本堂武夫（北大）・渡辺興重（極地研）・本山秀明（極地研）・古川晶雄（極地研）・竹川元章（気象庁）・上田 豊（名大）

1. はじめに 本発表では、第35次南極地域観測隊気水圏系のおこなった研究観測活動のうち南極氷床ドーム深層掘削計画（以下ドーム計画）に関連する事項と、夏期間および越冬中におこなわれた S 1 6 -中継拠点-ドーム F 観測拠点を結ぶトラバースルート沿いに実施された旅行中の雪氷観測の概要について報告する。

2. 経緯 本年度は、ドーム計画の第3年次にあたり、36次隊から開始されるドーム F における氷床深層掘削の開始に先立ち、観測拠点の建設や周辺の整備をするための輸送・建設旅行が、夏期間に1回、越冬期間中に3回（下図参照）実施された。この結果、ドーム F 観測拠点到越冬基地の建設を完了した（別件で発表あり）。また、レスキュー体制の確保に関連して、S16、みずほ（IM0）、内陸航空拠点（MD244）において、航空オペレーション（滑走路整備、航空燃料備蓄、航空機の離着陸試験、人員交替、緊急物資輸送等）がおこなわれた。さらに、これらの旅行とタイアップして旅行ルート沿いの広範囲な雪氷・気象・医学データの収集がおこなわれた。

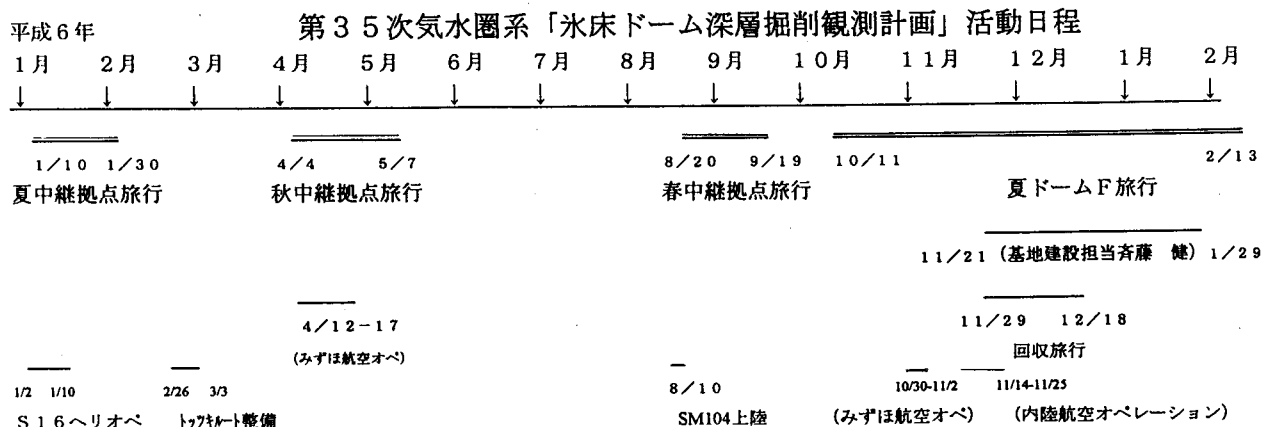
3. 雪氷観測 旅行中におこなわれた雪氷観測活動は次の通りである。

1) 内陸ルート沿い観測

- ・積雪サンプル採取 a) 表面積雪 b) 積雪断面試料
- ・積雪涵養量の観測 a) 雪尺の観測と整備 b) 雪尺網の観測と整備
- ・積雪断面の観測と誘電率（密度）測定
- ・積雪表面放射温度の観測
- ・無人気象観測装置からのデータ回収と装置維持
- ・移動気象観測
- ・GPS精密測位観測

2) ドーム F における観測

- ・気象観測
- ・積雪断面観測 a) 層構造と密度の観測 b) 深さ5cm毎の積雪サンプル採取
- ・熱収支観測
- ・積雪表面での昇華蒸発・凝結の観測



ドームふじ観測拠点建設

斎藤健（しばれ研究所） 中川和久（京都教育大学） 伊東政志（北海道電波通信管理局） 大日方一夫（新潟大学） 田口雄二（気象庁） 小西勇二（（株）コマツ） 佐藤佳昭（新潟鉄鋼） 白岩孝行（低温研） 庄子仁（北見工大） 石沢賢二（極地研） 佐野雅史（極地研） 竹内貞男（極地研） 横山宏太郎（北陸農試） 渡辺興亜（極地研）

1. はじめに

南極氷床ドーム深層掘削計画において、ドームFにARE34が建てた食堂棟・作業棟・浅層掘削孔に、観測棟・医療棟・居住棟・発電棟・ドリル作業室・ボーリング掘削場を増築し、深層掘削を行うドームふじ観測拠点施設が完成したので報告する。

2. 観測拠点概要

観測拠点は昭和基地より約1,000km内陸の地点（77° 18' S、39° 41' E、標高約3,810m）に位置する。施設の西側に資材・食糧等、その北側には燃料等のドラム缶類のデポ地、また施設から南へ50mの位置に、SM100型大型雪上車が1台収納できる作業棟がある。周辺の様子を図1に示す。

南北方向に長い施設は、大きく二つの区画に分かれる。一つは雪面上で南側の居住区画。もう一つは北側の掘削場を含む雪面下の作業区画である。面積は雪面上293.298m²、雪面下181.35m²、総面積は474.648m²（約143坪）となる。居住区画には食堂棟・観測棟・医療棟・居住棟・発電棟と燃料貯蔵庫があり、すべて通路で連結している。個室は居住棟・医療棟内に計8部屋ある。発電棟内は二機の居住／観測用発電機（24KVA）、燃料タンク、ボイラー、総合配電盤、浴室、焼却式トイレが設置され、造水タンクは通路内にある。発電機からの電力

は、総合配電盤を介して両区画へ三相200Vおよび100Vを供給し、排熱を利用するコージェネレーションシステムにより暖房・造水・給水・給湯がなされる。

建物は床・壁・天井とも発泡ウレタン製断熱パネル（内外エンビ鋼板仕上）によるパネル構造である。一枚のパネルは厚さ100mm、巾900mm、長さ4,500mm（壁は2,400mm）。一棟は巾4,500mm、奥行き8,100mm（発電棟は9,900mm）、約11坪（発電棟は13坪）となる。通路はプレカット加工された木材を使う木造軸組工法である。作業区画のボーリング掘削場は、地（雪）表面から巾・深さ共4m、長さ22mにおよぶ雪を掘り下げたトレンチ（溝）である。屋根は径34mmの鉄パイプを組みトラス構造をつくり、ビニロンキャンバスをかけた。内部天井面は布地を張り、厚さ50mmの断熱材を敷き、壁面は厚さ25mmの断熱材の付いた布地を、トラス構造材からつり下げている。トレンチ

の北側には、掘削用発電機（24KVA）が一機設置されたドリル作業室と燃料搬入用スロープが雪面下にある。この発電機からは深層掘削ドリル用ウインチの動力電源を供給する。また発電棟からドリル作業室まで、高容量予備電線を配線したことにより、相互に電力のバックアップが可能となった。作業・居住区画間は巾1m、長さ10mの雪洞通路でつながり、掘削場へは二カ所の階段により降りて

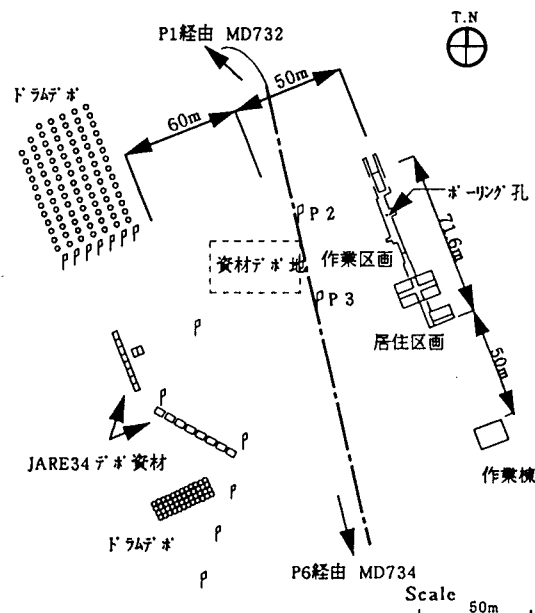


図1. ドームふじ観測拠点配置図

いく。通路とスロープの屋根は、厚さ24mmのベニヤ材を上から設置した。完成した建物を図2に示す。

3. 建設作業概況

建設は1994年11月21日から翌年1月29日までの70日間で行った。作業人員9名、延べ539人日（工期中4名が20日間の中継拠点デポ回収旅行を行う。）であった。一日の作業は8時から18時とし、寒冷（日平均は約 -35°C ）・高所のため、2時間ごとに30分の休憩をとった。建設物資は建設資材41.2t、重機・工具類6.1t、医療・通信等2.8t、計50.1tである。作業工程は整地・測量～発電棟建設～掘削場建設～居住区画建設～付帯設備工事の順に行った。

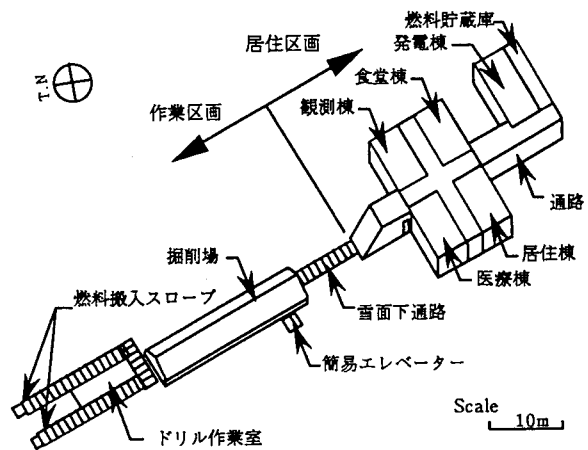


図2. ドームふじ観測拠点俯瞰図

4. 建設

施設の基となる基準G.L（地盤高）を、食堂棟基礎鉄骨の下端に設定した。整地はブルドーザで全体をG.Lより平均300mm程度すき取り、締め固めた後に雪を戻し、再度締め固めた。沈降を防ぐため可能な限り深く、雪を圧密した。整地後、食堂棟と浅層掘削孔の位置関係および食堂棟の築後1年間における変化を測量した。その結果、増築に影響する重大な変化はなかった。

各棟の建設は雪面上に道板を敷き、その上に一辺100mmの鉄骨製角パイプで基礎をつくった。道板と鉄骨の隙間に木くさびを入れ、高さを調整した後、基礎内に雪を埋め戻して完成した。基礎上に床パネルで床面をつくり、壁・天井パネルを風上側から交互に組んだ。パネルのジョイント部にはプチルシーリング、目地にはシリコンシーリングを充填し気密を上げた。発電機などは床面完成後に、ヒアブ搭載雪上車SM507（以下ヒアブと略称）でつり上げて搬入した。

トレンチの掘削は、ヒアブと小型パワーショベルで行った。パワーショベルが北側スロープ、ドリル作業室、ボーリング場と掘削し内部に入り込み、雪上に配したヒアブで雪を外部へ除いた。壁の仕上げは随時人力で行った。居住・作業区画をつなぐ通路は、機械掘削が困難のため手掘施工とした。

居住区画の通路は、土台を棟の床パネルにスクリーボルトで固定し柱を立て、梁は土台と同法で天井パネルに固定した。完成後、壁・天井パネルを取り付けた。床下にふとん（輸送中の緩衝材）を断熱材として敷いて厚さ24mmのベニヤ材を貼り、床が完成した。建物完成後より電気配線、暖房配管を行った。暖房機器や配線・配管材料は低温下での作業性が劣るため、施工前に暖めてから使用した。

5. まとめ

過去に実績のあるパネル構造の建物と、プレカット加工された木材を多用することで短期間の施工が可能となった。特に木材は現地での対応が可能であり、有効に利用できた。施設は、JARE 34から2年がかりでの完成となった。通常、極地では1年間、建物を放置すると風の影響を受けドリフトが発生するが、ドームFは弱風で施工に支障をきたすようなドリフトは少なかった。またJARE 34による正確な建物設置も順調に施工できた要因であろう。

SARインターフェロメトリによる南極の氷河氷床の変動の研究

Studies on Antarctic glaciers and ice sheet by SAR Interferometry

西尾文彦(北海道教育大), 木村宏(岐阜大), 古川昌雄(極地研), 高橋晃(通総研), 見富恭(RESTEC)

はじめに

地球上の高緯度地方の雪氷圏の研究でマイクロ波リモートセンシングによる観測手法は、古くからその有効性が期待され応用研究が進められてきた。とくに南北極域の海水の拡がりや密接度の割合、これらの年々変動の観測が継続的に行われてきた。また大陸域の季節変動をする積雪域の面積や積雪水量の推定のモニタリングにも応用されている。ニンバス5号のマイクロ波放射計ESMRに始まり、7号のSMMR、DMSP衛星のSMM/I、そして日本のADEOS IIのAMSRが21世紀に入りその役割を担って行くであろう。

マイクロ波リモートセンシングが雪氷研究に有用なのは次のような困難性を克服したからである。極地域の海洋や雪氷圏の大部分は地上からの調査が容易でないこと、一年のうち極夜が数ヶ月にもわたって続くために光学センサーによる観測ではデータの取得の効率が非常に悪い。加えて海水や氷河氷床が存在する雪氷圏と海洋の境界域では雲が覆っていることが多く、光学センサーでは雲がなく雪氷面を観測できるチャンスは少ない。例えば、南極大陸氷床の縁辺部に位置している昭和基地でのMOS1などの可視画像による目標領域の受信成功率は10%程度である。

このような困難さをマイクロ波放射計は克服し、グローバルスケールでの研究に大きな貢献をしてきた。どの分野においても同様なように地上分解能を向上する声が強くなり、今までは高分解能の光学センサーのデータを利用してきた。このような状況の中でSAR画像による高分解能データの要望は大きかった。

SARインターフェロメトリの原理

SARインターフェロメトリは三角測量の応用である。図1において、2つの軌道上から同一の目標を観測する場合、アンテナ(A1)で送信と受信を行い、別のアンテナ(A2)で受信をする場合を考える。

両アンテナの受信信号の間には、伝搬経路の差による位相差と地上などの散乱や反射による位相変化が発生する。INSARは伝搬経路の差による位相差によって標高を求め地形情報を得るのが本来の目的である。散乱による位相の変化は、INSARには境界面の変化として厄介な問題になる。

図1において、高さXの地形によって生じる2点間の位相差Pは、

$$P = (4\pi B/\lambda) \sin(\phi - \beta) \quad (1)$$

で与えられる。ここに β は基線の法線が鉛直線となす角である。この位相差の範囲は $-\pi \sim +\pi$ となる。なお、図1で $R-R'$ は両アンテナ間の経路差である。一方、スラントレンジ R 、

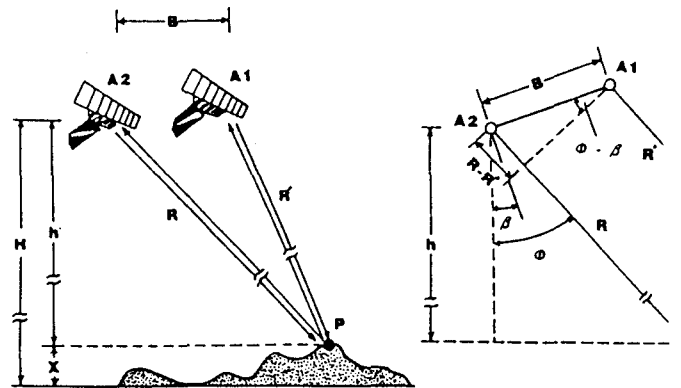


図1。SARインターフェロメトリの原理(右図は位相測定概要を示した)。

アンテナ高度Hを既知とすればXは、

$$X = H - R \cos \phi \quad (2)$$

となる。(1)式で、 B/λ はINSARの感度を表す係数であって、Bは大きくなるほど、 λ は小さくなるほど感度は高くなる。Bはある程度以上に大きくなると両アンテナ間のコヒーレンスが失われてくるため、基線長にはそれぞれの場合に応じた最適値が存在する

インターフェログラムの作成

同じ地域を観測した、時期の異なる一組のSARデータ(Level-0)を図2のフローチャートにしたがって処理した。南極の氷河氷床でインターフェログラムを適用する場合に問題となる大きな困難性はDEM(Digital Elevation Model)がないことである。そのため現在のところ、地形が平坦であると仮定できる領域を選んで、氷河が視線方向に移動することを抽出している。そして、地形が平坦と仮定できれば、水平方向と垂直方向の変位量を求めることができる場合がある。

海水および氷河のインターフェログラム

図3は、南極昭和基地で受信されたERS-1 SAR画像(1991年12月6日と9日)から得たインターフェログラムを示した。海水と氷山が写っている。同じ海水でも干渉が起こっているところとそうでないところが見える。

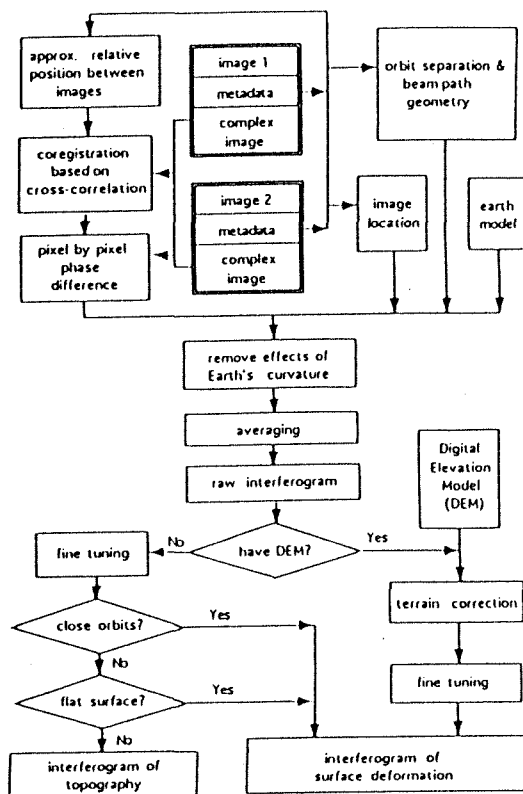


図2。インターフェログラムを作成するフローチャート。

図4は、茅氷河の末端と海水、氷山のインターフェログラムである。氷河や海水は干渉が良く、ある範囲が同じ干渉で表わされており、潮汐による変位と関連がある。

REFERECES

1. Gabriel, A.K., R.M. Goldstein and H.A. Zebker (1989): Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry. J. Geophys. Res., Vol. 94, No. B7, p9183-9191.
2. Goldstein, R.M., H. Engelhardt, B. Kamb and R.M. Frolich (1993): Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice sheet. Science, Vol. 262, p1525-1530.
3. 西尾文彦、木村宏、古川昌雄、渡辺興重、見富恭(1995): インターフェロメトリック SAR による南極の氷河氷床の研究、第4回生研フォーラム「宇宙からの地球環境モニタリング」論文集、p17-25.
4. Shusun Li, L. Shapiro, Lyn McNutt and A. Jeffers (1995): Application of satellite radar interferometry to the detection of sea ice deformation. Proc. 10th Int'l Symp. on Okhotsk Sea and Sea Ice, Mombetsu, Japan, 8 February, p273-292.



図3。海水と氷山のインターフェログラム。

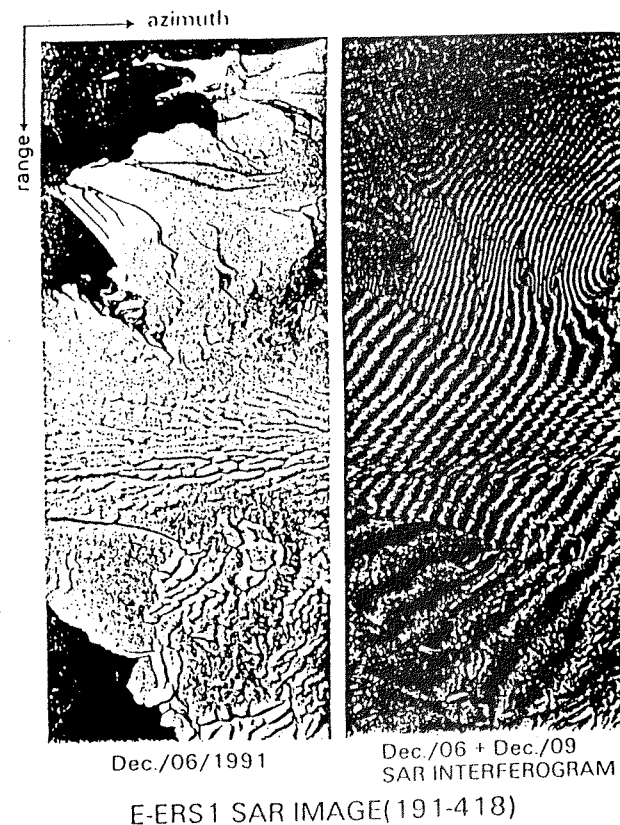


図7。茅氷河、海水のインターフェログラム

ERS-1/SAR、MOS-1/MESSR画像を用いたベルジカ山脈周辺の氷床の研究

高橋 晃（通信総合研究所）、藤井理行、古川晶雄（国立極地研究所）、
長 幸平（東海大学情報技術センター）、西尾 文彦（北海道教育大学）

1. はじめに

合成開口レーダ(SAR)の画像は高分解能であり、表面散乱と体積散乱が画像情報として得られる。このため、可視や赤外波長の観測とは異なった画像が得られる。特に内陸氷床域では、可視画像からは得られない、氷床の内部状態に起因すると思われる筋状の散乱などが観測されている。また、氷床流動によって出来る起伏も散乱の変化として観測されている。

SARデータの解析で注意が必要なのは、散乱に影響を与える要因が多く、現地調査などの情報を考慮しなければ十分な解析が行えない点である。しかしながら、南極では地上の観測点が少なく、必ずしも十分な解析が行える状況とは言えない。

今回の研究は、ベルジカ及びやまと山脈の地上情報の多い地域を選び、MOS-1/MESSRの可視、近赤外画像との比較を行うことにより、氷床の内部情報を含んだ高分解能なSARデータの活用法及び問題点を明らかにすることを目的としている。

2. 解析方法

解析には、宇宙開発事業団で処理されたCCTデータを用了。SARデータについては、Level

2.1処理を用了、 4×4 画素の平均を求めたのち、正規化散乱断面積に変換を行った画像を用了。この処理により、ラジオメトリック分解能を向上させ、空間分解能をMESSR(50m)に合わせた解析が可能となる。MESSRデータについては、積雪や地形の状態の判別を容易にするため、バンド合成(RGB=4, 3, 1)を行った。積雪や地形の情報としては、国土地理院作成の1/25,000の地図を用了、裸氷帯やモレーンといった散乱に影響を与えると考えられる情報を抽出して解析の資料とした。

3. 結果

SAR画像では、観測対象物の誘電率と表面の粗度の違いが散乱の違いとなって現れる。このため、表面の滑らかな裸氷や平坦な雪面では散乱が弱く、表面の粗いモレーンでは散乱が強くなる傾向がある。解析を行ったベルジカ、やまと山脈周辺の氷床でも、裸氷帯の散乱が周囲よりも弱く、モレーンからの散乱は強くなっている。裸氷帯などの位置も良い対応が得られた。しかし、山脈の周辺の起伏の変化の激しい領域では、同じ裸氷帯でも散乱強度に違いが見られた。

図1に示すベルジカ山脈のSAR画像では、北

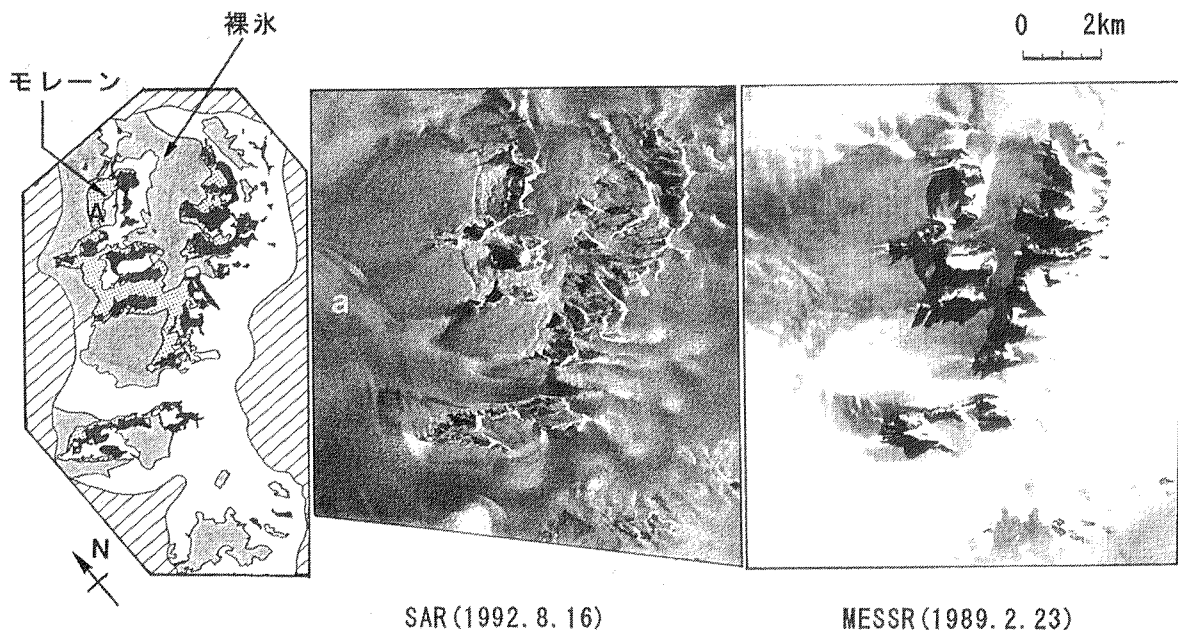


図1 ベルジカ山脈(A:中の海)周辺のERS-1/SAR、MOS-1/MESSR画像

西側の裸氷帯の周辺に流動によって出来た氷床の起伏による筋(a)が明瞭に現れている。また、中の海に広がるモレーンで強い散乱が見られる。中の海では、裸氷とモレーンの区別は比較的明瞭に現れている。

図2に示すやまと山脈では、福島岳の西側に広がる裸氷とモレーン境界がSAR画像では不明瞭であるが、MESSR画像を用いることにより判別が可能になっている。散乱強度は、対象の領域によっても多少値が異なるが、やまと山脈周辺の氷床(25×25画素)では、裸氷域(b)で-11.2 dB、積雪域(c)で-7.2 dB、モレーン(d)で-3.4 dBを示している。福島岳北東側の裸氷帯では、電波や太陽光の入射方向と斜面の傾斜の影響のため、MESSR、SARとも画像から裸氷と判別することが難しくなっている。

4. まとめ

MOS-1/MESSR画像の併用は、内陸氷床域のSAR画像の解析に有効であることが分かった。特にMESSR画像では、比較的平坦な場所の積雪、裸氷、モレーンが明瞭に現れている。SAR画像では、同じ空間分解能のMESSR画像よりも解像力が優れ、氷床表面の起伏を良く反映した画像が得られた。

山脈などの起伏が激しく変化する領域では、SAR画像の歪みが大きくなるが、特に裸氷帯では電波の入射方向による散乱強度の変化が大きくなることが分かった。MESSR画像については、太陽高度や入射方向が強く影響し、裸氷帯の判別などが難しい場合があることが分かった。こ

の場合、条件の違うデータを用いることにより解析を行うことが出来ると考える。

参考文献

高橋晃・長幸平・下田陽久・坂田俊文・西尾文彦(1993)：可視近赤外及びSAR画像を用いた南極氷床の研究。日本リモートセンシング学会 第15回学術講演会論文集, 133-134.

Mark, F., Robert, B., Ron, K. and Ken, J. (1993) : Greenland ice sheet surface properties and ice dynamics from ERS-1 SAR imagery. Science, 262, 1530-1534.

Fujii, Y., Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Tanaka, S. (1987) : Comparison of the surface conditions of the inland ice sheet, Dronning moud land, Antarctica, derived from NOAA AVHRR data with ground observation. Ann. Glaciol., 9, 72-75.

Seko, K. and Furukawa, T. (1993) : Undulating topography on the Antarctic ice sheet revealed by NOAA AVHRR images. Ann. Glaciol., 17, 55-62.

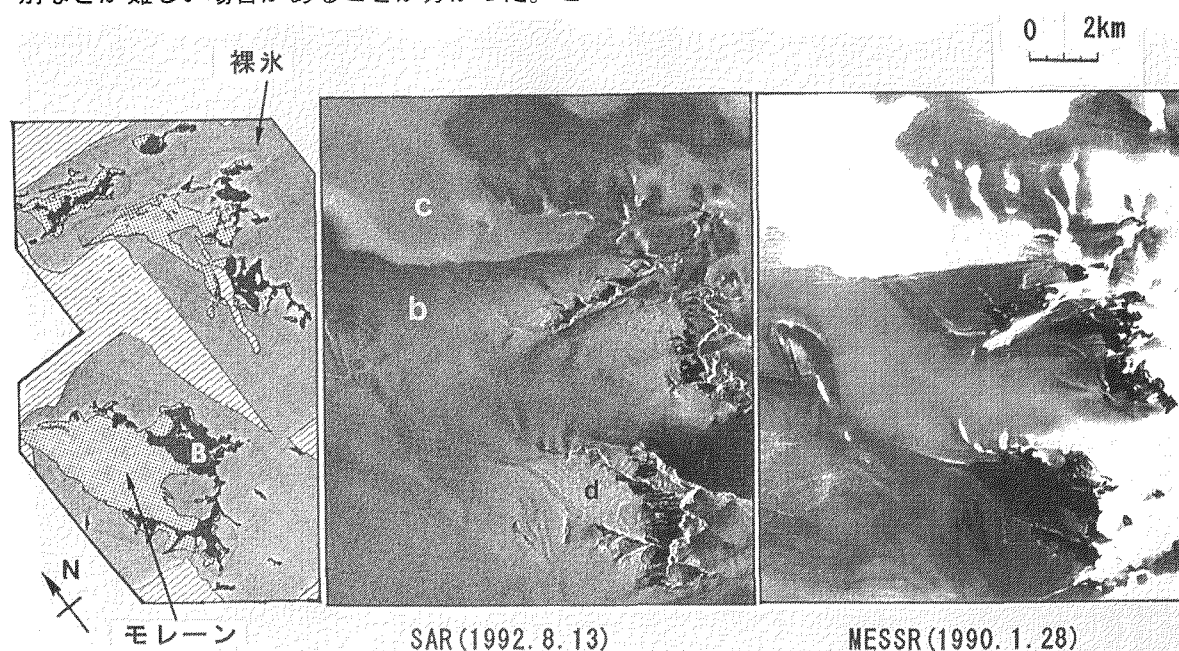


図2 やまと山脈 (B:福島岳) 周辺のERS-1/SAR、MOS-1/MESSR画像

南極域衛星データの画像特徴量による領域分割

村本 健一郎, 得永 敬信, 松浦 弘毅 (金沢大・工)
山内 恭 (極地研究所)

1 はじめに

人工衛星による地上の観測は、広域にわたり等質のデータが得られるので有効な手段である。一般に衛星データを利用する場合、雲の検知が必要となるが、南極域の場合には、大部分の地表面が雪や氷で覆われているため、地表面と雲の区別は可視画像においても赤外画像においても困難である。これは、可視画像においては雲、雪および氷はともに反射率が高く、また赤外画像においてはともに輝度温度が低いことによる。

そこで本研究では画像特徴量として、フラクタル次元および濃度生起行列から導出されるテクチャー特徴量を用いて、雲、海水、陸の領域分割を試みた。

2 衛星データ

今回の実験では気象衛星 NOAA に搭載された高分解能放射計 AVHRR によって観測された昭和基地周辺の画像 (512×512 画素, 分解能 2.2km) を用いた。この放射計は可視から赤外まで 5 つのチャンネルで構成されているが、今回の解析の対象としては図 1 の赤外チャンネル 4 を用いた。これは、赤外画像は太陽光の影響が少なく、また可視画像の得られない冬でも観測可能であることによる。

3 解析方法

3.1 画像特徴量

画像濃度曲面の起伏の複雑さを表す特徴量としてフラクタル次元を用いた。その計算方法としては、すでに開発されその有効性が認められている、1 辺の画素間隔が r 画素の立方体で濃度面を被覆するときに必要となる立方体の個数をもとに算出する方法を用いた。

またテクスチャー特徴量としては、濃度生起行列を計算し、その行列より二次モーメント (均一性)、コントラストおよび関連の特徴量を求めた。

3.2 解析の手順

今回用いたフラクタル次元およびテクスチャ特徴量はいくつかの画素の集合に対して求まる特徴量である。ここでは、特徴量算出のための領域を 32×32 画素と固定した。この単位ブロック (32×32 画素) を画像中において明らかに雲、海水、陸の領域とわかる部分でそれぞれ 100 ブロックずつサンプルとして取り出し、各ブロックの持つ特徴量をトレーニングデータとした。次に画像全体 (512×512 画素) の任意の単位ブロックに対し各特徴量を算出し、各ブロックを雲、海水、陸のいずれかの領域に分類した。分類手法としては、マハラノビスの最短距離法による教師つき分類を用いた。次に、各領域の特徴量が他の 2 つの領域の特徴量と比較してどのように分布しているかを調べるために、各領域ごとに各 100 個のブロックずつの度数分布を求めた。その一例とし

て、図2にフラクタル次元の度数分布を示す。これより、雲、海水、陸はそれぞれ固有のフラクタル次元を持つと考えられ、分類に有効な特徴量であるといえる。これらの度数分布より分類に有効な特徴量を検討し、分類ツリーを作成した。

4 解析結果

マハラノビスの最短距離法によって分類した結果を図3に、分類ツリーによって分類した結果を図4に示す。最短距離法における特徴空間としては、フラクタル次元、スケール r が2画素のときの局所的フラクタル次元、均一性、コントラストの4次元特徴空間で分類したものである。白の領域は海水、灰色の領域は陸、黒の領域は雲を表している。図3では各領域の分類がほぼ正しく行われているが、陸の上に存在する雲の領域が大き過ぎる結果となった。これに対して、図4では、陸の上の雲がほぼ正しく分類されており最短距離法を用いた分類結果よりも精度が高いと言える。

5 今後の課題

今回の実験で衛星画像の領域分割においてフラクタル次元およびテクスチャー特徴量を用いた分類ツリー法が有効であることが分かった。今後は他の季節の画像からもサンプルを取りだすことによって、すべての季節の画像にも対応できる分類法へ発展させる予定である。

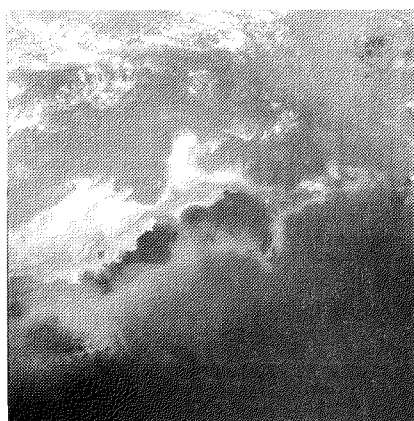


図1. NOAA 衛星 AVHRR 画像 ch.4

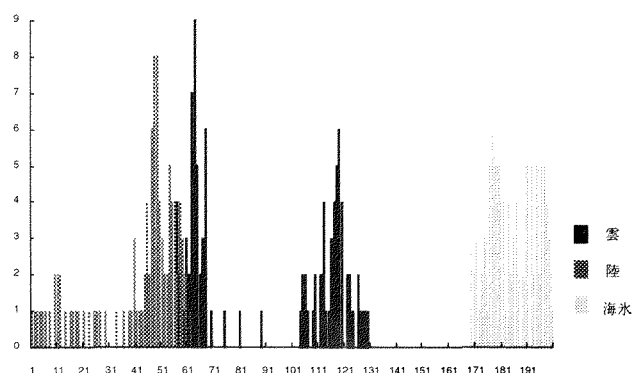


図2. フラクタル次元の度数分布

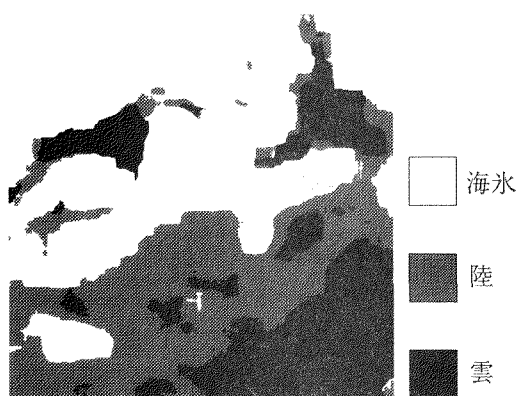


図3. 最短距離法による分類結果



図4. 分類ツリーによる分類結果

TRACKING OF GIANT ICEBERGS USING SSM/I DATA

Nobuo SASAKI, Kohei CHO, Haruhisa SHIMODA, Toshibumi SAKATA

Tokai University Research and Information Center

2-28-4 Tomigaya, Shibuya-ku, Tokyo 151, Japan

TEL 813-3481-0611, FAX 813-3481-0610, E-mail kcho@keyaki.cc.u-tokai.ac.jp

Recently, the calving of giant icebergs from Antarctica are reported occasionally. The monitoring of the giant large icebergs are quite important from global warming point of view as well as safety ship routing point of view. The National Ice Center(NIC) of U.S. is tracking and reporting the location of the giant icebergs of Antarctica using ship reports and weather satellite images of visible band. However, the cloudy weather of Antarctica prevents daily tracking of the icebergs.

Passive microwave sensors are often used to monitor sea ice since they can penetrate the clouds covering the sea ice zone. The SSM/I sea ice concentration dataset which was provided from NSIDC(National Snow & Ice Data Center) was used to evaluate the possibility of tracking large icebergs with passive microwave data. The A-24 iceberg in Antarctica was selected for the evaluation. Firstly, the A-24 locations were plotted on the SSM/I ice concentration images of Antarctica using the iceberg location data provided from NIC(National Ice Center) of U.S. The result showed that the sea ice concentration at the point of the A-24 was lower(70-80%) in the high concentration sea ice zone, while the sea ice concentration of the A-24 was higher(20-60%) in the open sea zone. Figure 1 shows some of those examples. As a result, the locations of A-24 iceberg were able to identify from the ice concentration images of SSM/I, and the location data interpolated the discrete location data of A-24 provided from NIC.

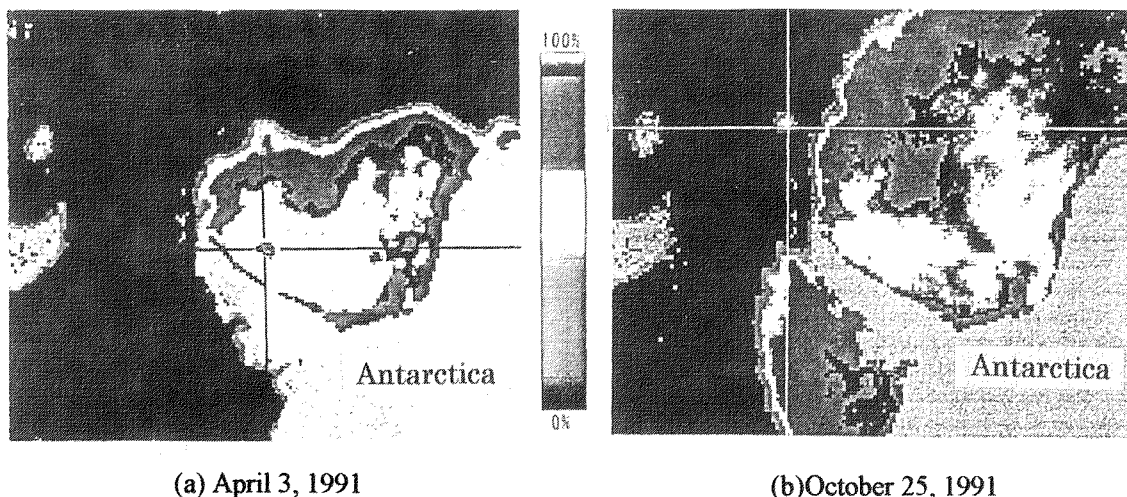


Figure 1. The A-24 iceberg location plotted on the SSM/I sea ice concentration images of Antarctica.

低温で成長する板状氷晶の成長機構

権田武彦（愛知学院大・教養）、松浦由紀（東芝・研究開発センター）

1. はじめに

中谷・小林ダイヤグラムによると、 -20°C 以下の低温では、単結晶雪に注目すると、角柱結晶が成長する（中谷、1954；小林、1961）。菊池とホーガン（1979）は、南極大陸で、約 -37°C の低温下で、ダイヤモンドダストを観測し、その中に板状氷晶が降っている事を見つけた。黒田とラックマン（1982）は、雪結晶の晶壁変化に関する理論的研究を行い、 -20°C 以下の温度では、低過飽和になると、板状氷晶が形成される可能性があることを示した。また、権田と小池（1982）は、 -30 と -35°C の低温で、氷晶を成長させ、氷晶が小さいとき、低過飽和では、板状氷晶が成長する事を示した。 -40°C 以下の温度でも、氷晶が小さい時、同様の傾向がある事を示した（権田、1983）。その後、権田、清と和田（1986）は、低温、低過飽和で成長する板状氷晶の成長機構を議論したが、いまだ定性的なものであった。そこで、今回、レーザー2光束干渉法を用いて氷晶の表面観察を行い、低温、低過飽和で成長する板状氷晶の成長機構を議論する。

2. 実験結果

図1は、 -28.5°C 、過飽和度3.6%、空気圧 $5.3 \times 10^5 \text{ Pa}$ の空气中で成長した板状氷晶の(0001)面の表面パターンを示す。写真(a)は、この結晶の微分干渉像で、矢印で示した部分に転位によって作られた成長丘があることを示す。写真(b)は、同一結晶を2光束干渉法を用いて撮影したものである。成長丘の中心部分で干渉縞が折れ曲がっているのが分かる。この折れ曲がり角度と干渉縞の間隔を測定する事によって、成長丘の傾きを求める事が出来るが、この方法については、ここでは、割愛する。

図2は、 -28.5°C 、空気圧 $5.3 \times 10^5 \text{ Pa}$ の空气中で、過飽和度をいろいろ変えて成長させた多くの氷晶の柱面(1)と底面((2), (3))上に作られた成長丘の傾きの過飽和度依存性を示す。この図から分かるように、柱面と底面の成長丘の傾きは、過飽和度に比例して増加している。この事は、上記の条件下で成長した氷晶の柱面と底面は、共に、らせん転位機構によって成長している事を示している。また、図2から、柱面の成長丘の傾き P_p と底面のそれ P_b を比較すると、 $P_p > P_b$ であることが分かる。この時、柱面の成長速度 R_p と底面のそれ R_b を比較すると、 $R_p > R_b$ が成り立つ（図省略）。即ち、成長丘の傾きが $P_p > P_b$ のときには、板状結晶が成長する。別の言葉で云えば、低過飽和で板状結晶が成長するときには、常に $P_p > P_b$ が成り立つ。以上の実験事実をもとにして、南極大陸で観測された板状氷晶の成長機構を論ずる。

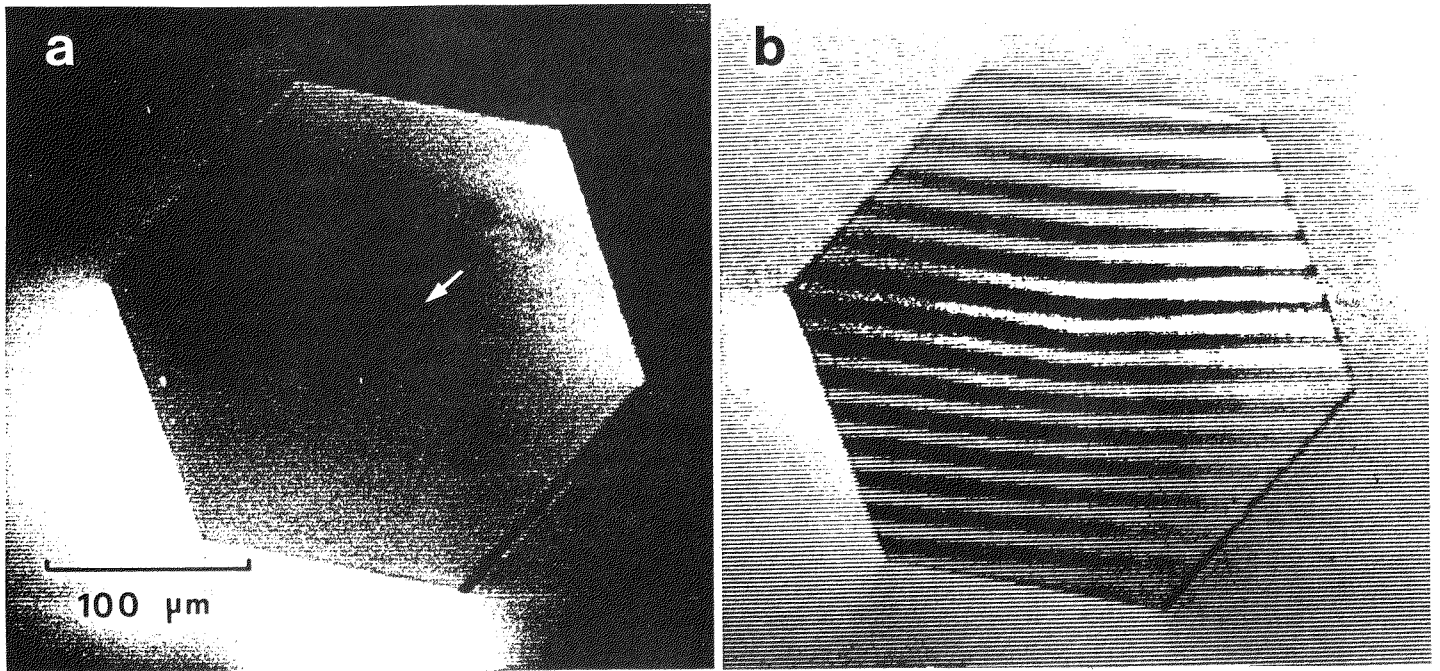


図 1. -28.5°C 、過飽和度 3.6 %、空気圧 $5.3 \times 10^{-3} \text{ Pa}$ の空气中で成長した板状氷晶の表面パターン

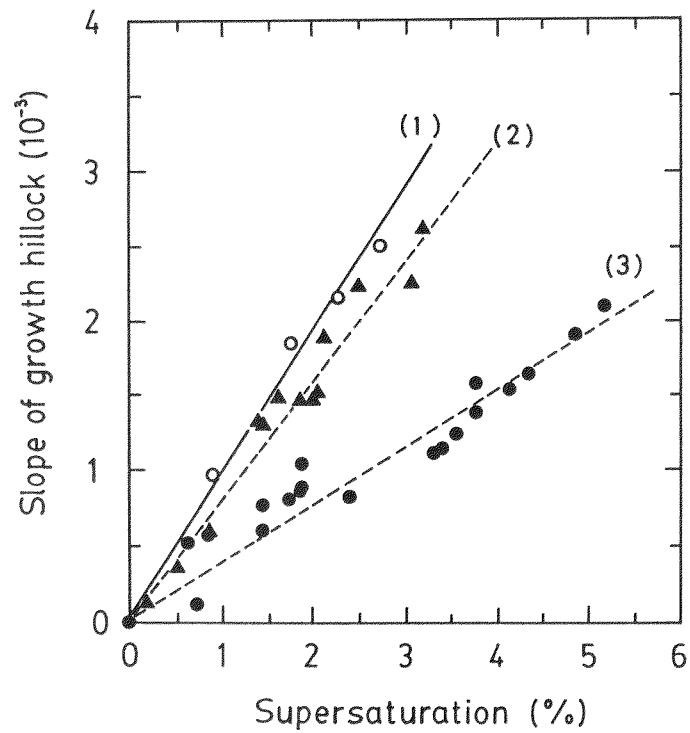


図 2. -28.5°C 、空気圧 $5.3 \times 10^{-3} \text{ Pa}$ の空气中で成長した氷晶の柱面 (1) と底面 ((2)、(3)) 上の成長丘の傾きの過飽和度依存性

氷結晶の5～40GHzにおける誘電損失の精密測定

Precise measurement of dielectric loss of ice at 5～40GHz

松岡 建志 藤田 秀二 森島 成憲* 前 晋爾

(北大工 *現在 日立製作所)

1. はじめに

極域におけるリモートセンシングの中で、人工衛星によるマイクロ波リモートセンシングは最近急速に進展している技術である。得られたデータは雪氷とマイクロ波の相互作用の結果であり、これを正しく解釈するためには氷結晶の誘電的性質を調べるのが非常に重要である。氷結晶のマイクロ波帯の複素誘電率 ($\epsilon^* = \epsilon' - j\epsilon''$) は、氷体表面および内部のマイクロ波伝播特性（伝播速度や反射、散乱、減衰など）を規定する物理量である。誘電損失 ($\tan\delta = \epsilon''/\epsilon'$) はマイクロ波の減衰を規定し、浸透する深さを決めるパラメータの一つである。しかし、過去のマイクロ波帯の誘電損失の測定例は図1に示すように研究者によって1桁以上異なり、信頼できる値が得られたのは我々の研究を含め最近のことである。また、30GHz以上の周波数については、測定例自体が少ないのが現状である。

本研究では、温度範囲、周波数範囲を拡張し、マイクロ波帯の誘電損失の温度依存性、周波数依存性を明らかにすることを目的とする。

2. 測定方法

図2に測定装置の概略図を示す。測定は周波数に応じて、5GHz、10GHzには空洞共振器法、30～40GHzには開放型共振器（ファブリ・ペロー共振器）法を用いた。これらは誘電損失値を10の-5乗以下まで測定することができ、マイクロ波帯の低損失材料測定手法としてすでに確立されているものである。氷試料は超純水から作成した人工多結晶氷とアラスカ・メンデンホール氷河から採取された単結晶氷を用いた。

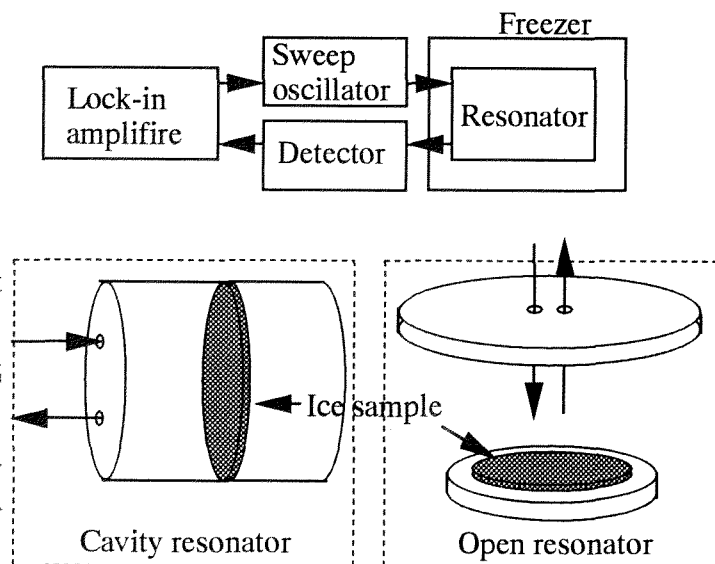


図2. 測定装置の概略図

測定温度範囲は、新たに導入した超低温フリーザーによって-85～-5℃まで拡張した。

3. 測定結果

測定結果の一例として図3に5GHzと10GHzにおける誘電損失の温度依存性を示す。これより、周波数に関わらず温度が低いほど温度に対する傾きが小さくなることがわかった。また、同じ温度での誘電損失の絶対値は5GHzより10GHzで2倍程度大きくなった。更に、現在測定中である34GHzでの値は-20℃で約 5×10^{-4} であ

り、高周波数ほど遠赤外領域にある吸収帯の影響を受けて誘電損失が大きくなる
ことが確かめられた。測定は現在も進行中であり、詳細な結果および考察は講演
当日に述べる。

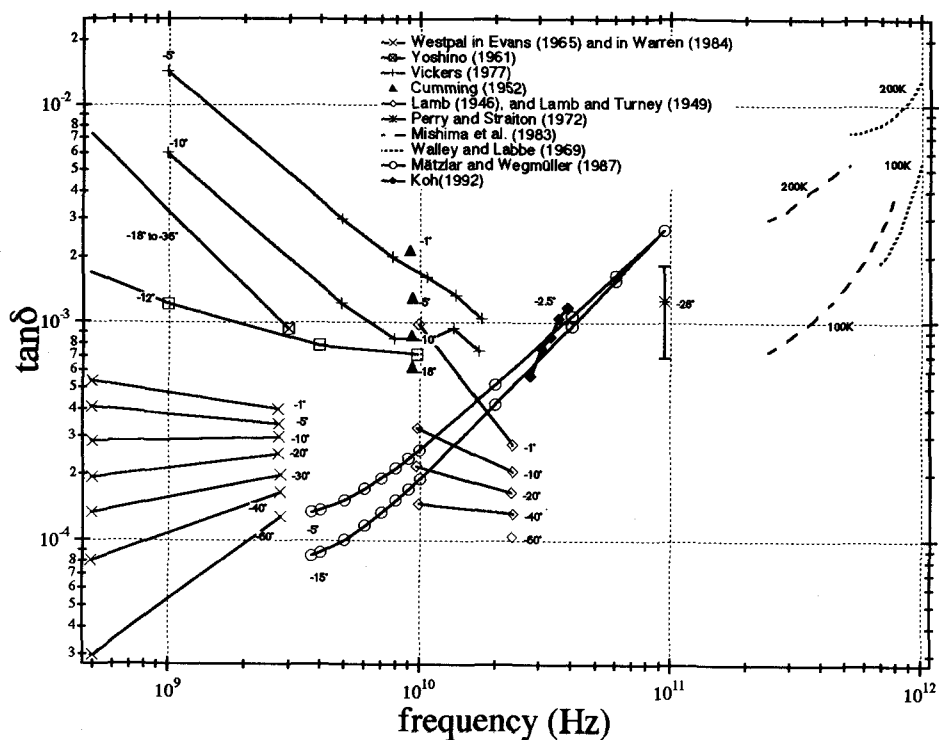


図1. 過去の誘電損失の測定例

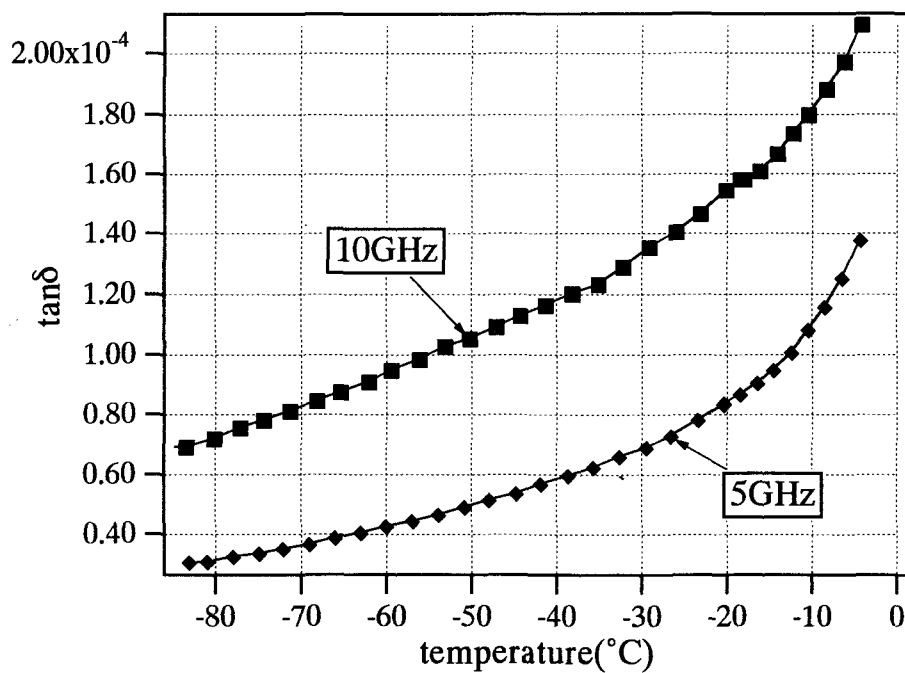


図3. 5GHzと10GHzにおける誘電損失の温度依存性

酸を含む氷結晶の HF 帯における複素誘電率の測定 —アイスレーダの設計・データ解釈のための基礎実験—

松岡健一¹⁾、藤田秀二²⁾、松岡建志²⁾、石田利博²⁾、前晋爾²⁾、本堂武夫¹⁾

1) 北海道大学低温科学研究所、2) 北海道大学工学部

1. はじめに

氷床内部には電波を反射する層の存在することがすでに明らかになっている。氷体内部で電波が反射する原因として、1) 密度変化、2) 歪みの履歴を反映する氷結晶の C 軸方位の変化、3) 過去の火山活動などに起因する酸・塩、が考えられている。もし内部反射の原因が特定できれば、アイスコアの解析で得られた上記の情報を面的に拡張し氷床の 3 次元的な内部構造を把握できるという理由で、アイスレーダによる観測は有力な手段となる。

既に従来の研究によって、密度変化に起因する反射は浅層で起こること、C 軸方位の変化に起因する反射の強度は周波数に依存しないこと、酸に起因した電気伝導度の増加による反射の強度はマイクロ波帯・UHF 帯・VHF 帯で周波数に逆比例すること、がそれぞれ明らかになっている。

極域雪氷圏におけるラジオ・エコーサウンディングでは、これまで VHF 帯電波(30~300 MHz)が主として用いられてきた。しかし、酸に起因する反射の強度が周波数に逆比例するならば、より周波数の低い HF 帯電波(3~30 MHz)の方が氷床内部の酸の 3 次元分布、すなわち等年代層を知るために有効な周波数帯となる。この周波数帯は日本の南極研究では未開拓である。また過去数年、欧米の数カ国がこの周波数帯を用いるアイスレーダの利用を始めたが、レーダ技術に必要な基礎知識としての氷の誘電特性は依然として明らかではない。近年のこれらの観測結果を解釈するためにも、実験的研究の成果が期待されている。

このため、今回、酸を含む人工氷の複素誘電率を 30 MHz までの HF 帯で測定し、そのデータに基づき、酸に起因する反射の HF 帯における強度反射係数を算出したので報告する。

2. 実験方法

実験は、低温室内に設置した電極と試料とでコンデンサを構成し、その静電容量を測定する、いわゆる“容量法”によった。電極にはガード付平行円盤電極を用い、データは LCR メータ（自動的に種々の補正を行う機能を有している交流発生・回路特性測定装置）から直接パソコンに取り込んだ。測定周波数は 1kHz~30MHz、測定温度は -8.7°C から -32.6°C の 7 点である。測定した氷試料は、電気伝導度が 10^{-8} [S/cm] の超純水を -15°C の低温室で凍結させた多結晶氷 2 個と、超純水に酸を混ぜて作成した多結晶氷 6 個である。酸には塩酸・硝酸・硫酸を用い、それぞれを含む氷を別個に作成した。濃度は、誘電率測定後に試料を融解させて液体の電気伝導度を測定して求めたところ、 4.9×10^{-6} から 1.3×10^{-5} [mol/L]、密度は 897 から 903 [kg/m³]であった。

3. 解析方法

マイクロ波帯・UHF 帯・VHF 帯における研究から、酸の濃度を体積モル濃度 C で表した場合、誘電率実部 ϵ' ・誘電損失 $\tan \delta$ は酸の種類によらず濃度に線形的に依存することが分かっている。本研究でも ϵ' 、 $\tan \delta$ がそれぞれ C [mol/L] に線形的に依存するとし、単位濃度当たりの増加量、 $d\epsilon'/dC$ 、 $d\tan \delta/dC$ 、をそれぞれの温度で算出した。

4. 実験結果

まず、酸を含む氷結晶の ϵ' 、 $\tan \delta$ の周波数変化を図 1 に示す。図 1 から、酸を含む氷結晶の誘電特性も基本的には配向分極に支配されていることが分かる。3. で述べた方法で算出した $d\epsilon'/dC$ 、 $d\tan \delta/dC$ の周波数依存性を図 2 に示す。また、 $d\epsilon'/dC$ 、 $d\tan \delta/dC$ はアレニウスの熱活性過程に従うと仮定できることが分かった。

5. 強度反射係数の算出

誘電率実部が $\epsilon' \rightarrow \epsilon' + \Delta\epsilon'$ 、誘電損失が $\tan\delta \rightarrow \tan\delta + \Delta(\tan\delta)$ と変化する2層の境界における反射を考える。純氷と体積モル濃度 C の氷が接している場合、 $\Delta\epsilon' = (d\epsilon'/dC)C$ 、 $\Delta(\tan\delta) = (d\tan\delta/dC)C$ である。 C にコア解析から得られた値を代入し、強度反射係数 $|R|$ を算出した。 $|R|$ の周波数依存性・温度依存性は講演で示す。層の幾何学的形状を考慮した反射係数の導出はこれからの課題の一つである。

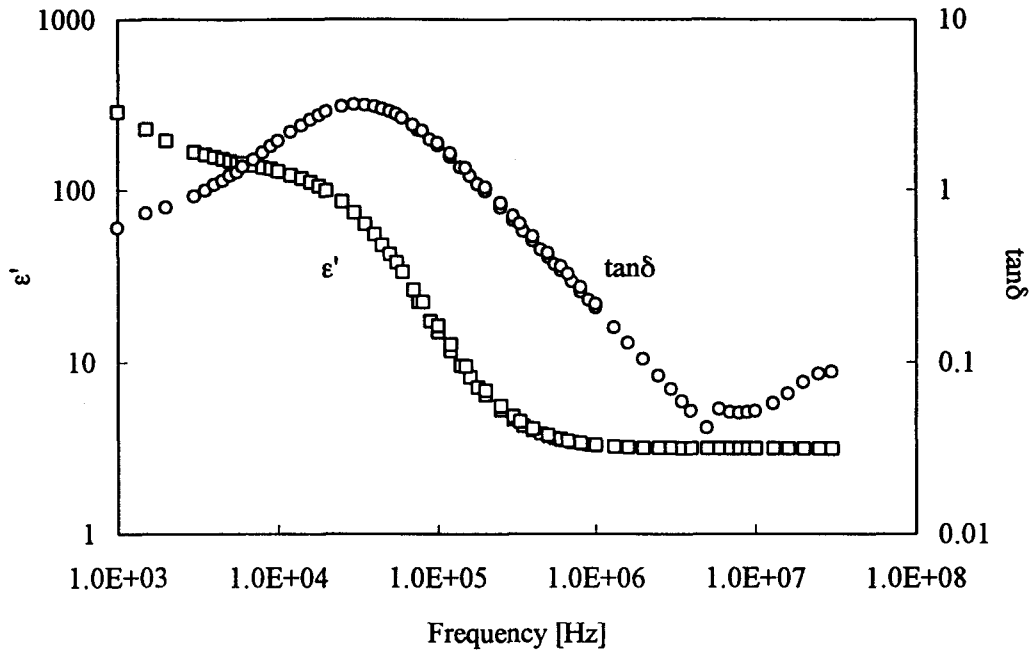


図1：HNO₃を 1.3×10^{-5} [mol/L]含む氷の-8.7°Cにおける誘電特性

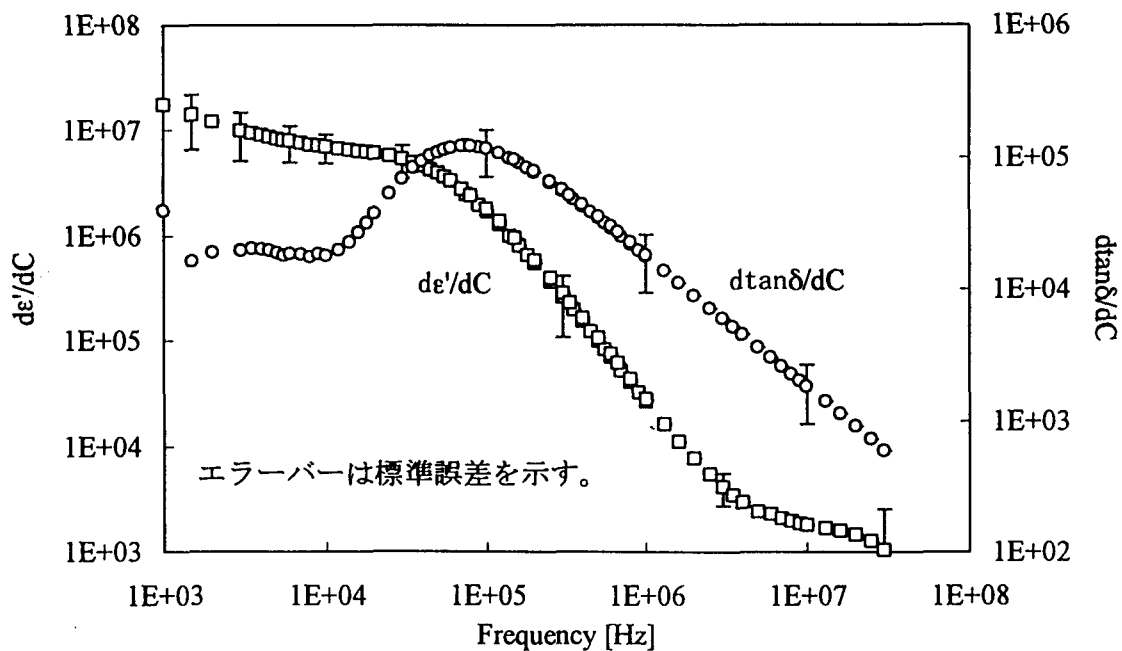


図2： $d\epsilon'/dC$, $d\tan\delta/dC$ の周波数依存性(-8.7°C)

氷結晶中の不活性ガス分子の拡散

佐藤弘一（北大工*）、[○]内田努（北工研）

本堂武夫（北大低温研）、前晋爾（北大工）

極地氷床は、雪やフィルンから氷になるとき、間隙に存在する大気を気泡として氷中に閉じ込める。そして積雪と氷化との繰り返しで、氷床中には深さ方向に時間軸を持つ大気サンプルが貯蔵されることになる。従って、氷床コア中の大気分析から得られる情報は、過去数百万年間の大気の歴史をそのまま保存していると考えられる。南極ボストーク氷床コアから得られたCO₂やCH₄の大気中濃度の変化が、地球の温暖化、寒冷化の周期と良く一致していたという結果が、現在の地球環境問題の発端になったことは記憶に新しい。¹⁾

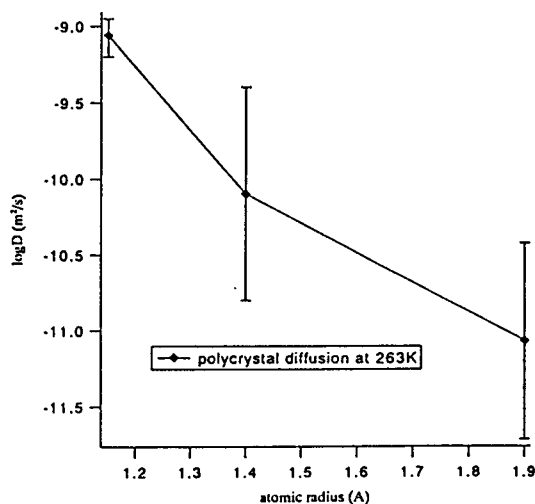
ところが、氷床氷中に存在する気泡は、深部になると高静水圧のため圧縮され、ついにはair-hydrate結晶と呼ばれる固体中へと取り込まれることが知られている。air-hydrate結晶とは、H₂O分子が籠状構造を作り、その中に空気分子（例えばN₂やO₂分子）を取り込んだ、低温・高圧下でのみ安定な物質である。この気泡からair-hydrate結晶への相変化によって、気泡中の空気成分比が変化することも指摘されている。²⁾ また氷床氷中のair-hydrate結晶の深さ分布を調べたところ、氷床深部ではair-hydrate結晶自身も成長していることが明らかになった。³⁾ 氷結晶中でair-hydrate結晶が成長するためには、その構成分子である空気分子が氷中を拡散しなければならない。⁴⁾ もしここで、空気分子の氷中の拡散係数がある程度大きいとすると、氷床コア解析で得られた過去の大気環境を調べる研究に重大な補正を要することになる。しかし、氷中の大気成分分子の拡散係数の直接測定は、Sato et al.⁵⁾によって始められた他はほとんど見当たらない。彼等の測定でも、N₂ガスの氷多結晶中の拡散係数は非常に小さく、彼等の測定精度程度であることを示すに止まっている。

本研究では、氷中のN₂やO₂の拡散係数を見積もるため、拡散係数の知られているHeと、いまだ測定されていないNe、Arといった不活性ガス分子の拡散係数の測定を行った。そしてそれらの測定結果から、N₂などの拡散係数を推定することを試みた。

本研究で用いた装置は、Sato et al.の装置の改良型で、より高精度に圧力変化が測定できるようになった。測定温度は258～268 K (±0.2 K) で、測定圧力は1～70 atmの範囲で行った。測定時間は用いた気体によって異なるが、数時間から10数日を要した。下図は、He、Ne、Arの263 Kにおける拡散係数を、その原子径で表したものである。この図から、不活性ガス分子の拡散係数は、その原子径が大きくなるほど指数関数的に小さくなることがわかった。この結果から、N₂の拡散係数を推測すると、約 $3 \times 10^{-12} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ となる。この値は、N₂分子が氷結晶中を、1万年間に約1 m拡散できることを示す。

- 1) Jozel, J. et al. (1993) Nature, 364, 407.
- 2) Nakahara, J. et al. (1988) Phil. Mag. B, 57, 421.
- 3) Uchida, T. et al. (1994) J. Glaciol., 40, 79.
- 4) Uchida, T. et al. (1994) Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 8, 140.
- 5) Sato, K. et al. (1994) Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 8, 207.

右図：不活性ガス分子の氷中の拡散係数の
原子径依存性



*現：横河電機

多結晶氷中における化学反応

竹中規訓，大門暢，坂東博，前田泰昭（大阪府立大学工学部）

1. はじめに

多くの化学反応が部分的に凍結した溶液中，凍結中，氷中で溶液中よりも速く進むことが知られている。多くの場合，氷結晶からの他分子の排除による未凍結部分への濃縮により反応が促進すると言われている。しかし，凍結中に溶液中の濃度を測定した結果，濃縮は数倍から10倍ほどであり，この程度の濃縮では低温の不利を打ち消すほど反応が促進するとは考えられない。我々は亜硝酸の溶存酸素による酸化反応が凍結中で促進される機構について研究を行っている。その結果，濃縮は多結晶氷の間に閉じ込められた溶液中で起こり，数千倍以上の濃度にも達することが推測された。そのため，通常の凍結では凍結速度よりも反応速度の方が速く，反応を調べることは難しい。凍結温度を高くすると，凝固点降下から考えて数千倍の濃度には達しないことが予想され，氷中での化学反応が見られると考えられる。そこで種々の温度で凍結を行い，亜硝酸の酸化による硝酸の生成を調べた。

2. 実験方法

0.1mmol/Lの亜硝酸ナトリウム溶液のpHを硫酸で調整し，その5～10mlを試験管またはポリプロピレン製シリンジに取り，種々の温度で凍結した。－12℃より高い温度では過冷却となることが多く，そのため試験管の底部を液体窒素に10秒程度浸し，氷の薄層を形成させてから所定の温度の低温恒温槽に移した。この氷の薄層の形成による硝酸生成量はほとんど無視できる程度であった（0.1%以下）。適当な時間，所定の温度で凍結した試料を取り出し，直ちに湯浴で解凍し，分析を行った。pHの測定にはpHメーターを，陰イオンの測定にはイオンクロマトグラフを用いた。凍結のほぼ完了した時点は目視および硝酸生成速度の変化により決定した。

3. 結果および考察

図1に，氷の単結晶が成長するような方法で凍結を行ったときの，亜硝酸イオン濃度および硝酸イオン濃度の変化を示す。この図より，亜硝酸は氷にはほとんど取り込まれることなく液相に排除され，次第に未凍結溶液中の濃度が高くなっており，分離可能であった最後の時点で8倍程度濃縮されていることがわかる。また，分離可能であった時には溶液中にも氷中にも硝酸の生成は見られなかったが，完全に凍結した氷にのみ硝酸の生成がみられた。これは，8倍よりもさらに高濃度となった時に反応が進んでいることを示している。これまで得られている結果と合わせて，通常の凍結（多結晶）による反応の促進は，多結晶氷間に閉じ込められた溶液中で非常に高濃度になるためであると考えらる。これを確認するために，閉じ込められた溶液中でも反応が進行するほど濃縮が起こらない条件として，高温での凍結を行った。つまり凝固点降下のために，ある濃度以上に濃縮が起こらないような温度で凍結を行った。図2は，－1℃における凍結と，比較

のため -10°C における凍結による亜硝酸と硝酸の濃度変化を示している。矢印は全体が凍結した時点を示している。この結果から高温では凍結した後も反応が徐々に進行していることがわかり、上記の凍結による促進機構を支持するものであった。このことより、比較的高温における凍結では氷中においても化学反応が進行していることがわかった。

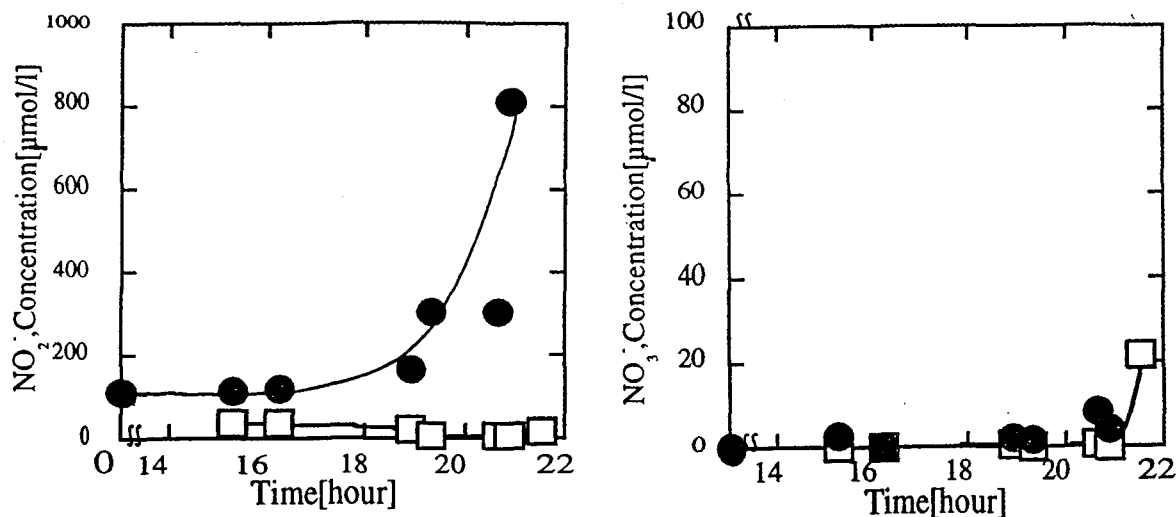


図1 単結晶を成長させたときの各イオンの濃度変化

● 溶液中
□ 氷中

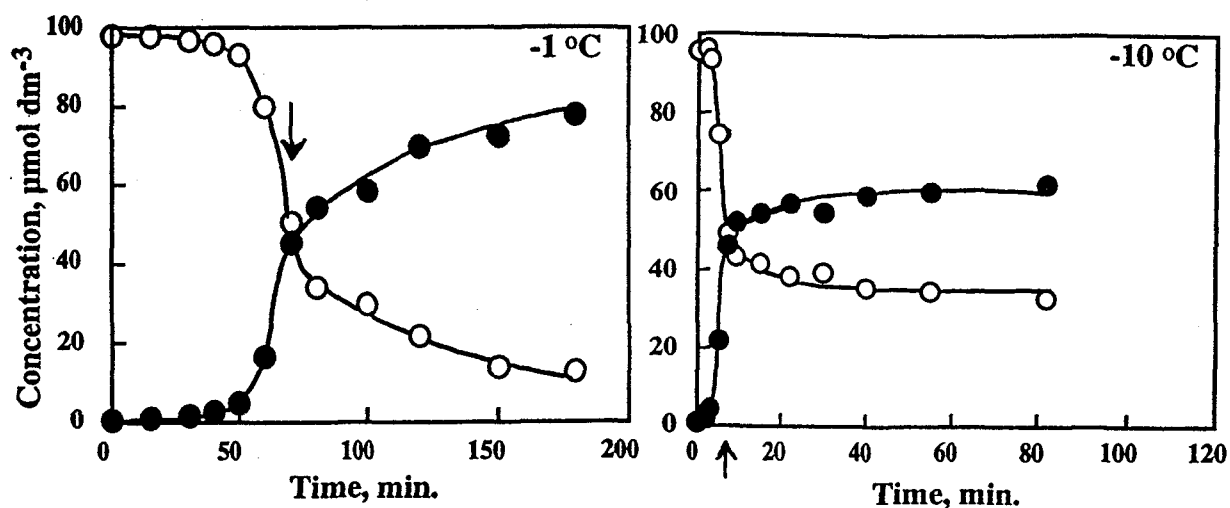


図2 各凍結温度での N(III) および NO_3^- 濃度の経時変化

○ N(III) , ● NO_3^-

完全に凍結した時点を示す。

PMR データを用いた成層圏中間圏の冬期南半球における 西風ジェットの変動とプラネタリー波の活動性

松崎 裕司 (京大・理)・塩谷 雅人 (北大院・地球環境)

1. はじめに

成層圏の季節進行・波動現象については、これまで数多くの研究がなされてきたが、中間圏に関しては、データの少なさもあってそこで起こっている大気現象についてあまり知られていない。そこで、今回は、50hPa \sim 0.03hPa(約20km \sim 90km)の範囲をほぼ全球的にカバーしている、Nimbus 6 のPMR衛星観測データを用いて、成層圏 \sim 中間圏における温度場・高度場・風の場の季節進行を調べた。

今回特に注目したのは、南半球冬期 \sim 春期における帯状平均東西風(西風ジェット)の成層圏 \sim 中間圏での振舞いである。これまでの成層圏の研究によると、初冬 \sim 真冬に成層圏界面付近の西風ジェットが、極向き下向きにシフトし(Hirota, Hirooka and Shiotani(1983)など)、その後強弱を繰り返しながら高緯度中部成層圏に約2ヶ月居続ける(Shiotani and Hirota(1985))、ということが知られている。そこで、本研究では解析の範囲を中間圏にまで広げて、冬 \sim 春期の西風ジェットの振舞いを調べ、この西風ジェットの変動と中層大気中のプラネタリー波の活動性との関係についても解析した。

2. データ

この解析ではNimbus 6のPMRが観測した温度データを用いた(帯状平均+波数1 \sim 6(cos, sin)成分)。観測期間は1975.6.22 \sim 1978.6.24の3年間である。まず、50hPa基準等圧面高度場としてNMCデータにもとづく'79 \sim '92の気候値を用い、静力学平衡の関係からジオポテンシャル高度場を計算した。さらに、温度風の関係式を使って地衡風を計算した。

3. 解析結果

帯状平均東西風の緯度高度断面図の時間変化を見ると(Fig.1)、冬の間に強化した南緯40° \cdot 0.5hPa付近の西風ジェットが、弱まりながら徐々に極向き下向きにシフトし、ジェットが南緯60° \cdot 2hPa付近にその中心を移した直後、南緯30° \cdot 0.05hPa付近に新たなジェットが出現してジェットが上下2つにスプリットした状態になっている。この2

つのジェットは、その後それぞれ強弱・振動を繰り返しながらほぼその位置で約2ヶ月間とどまり続ける。

次に、西風ジェットのシフト・スプリットとプラネタリー波(波数1, 2)の振幅との関係を調べると(Fig.2)、西風ジェットがシフト・スプリットするのに対応して、まず波数1が増幅し、その直後に波数2が増幅している。上部成層圏(1hPa)ではジェットの位置と波数1の振幅最大の位置がほぼ一致している(南緯40 \sim 50°から南緯70°)が、中部中間圏(0.1hPa)ではジェットの位置(南緯30°付近)と波数1の振幅最大の位置(南緯40 \sim 70°付近)は一致していない。一方、波数2の振幅最大の位置は上部成層圏(1hPa)と中部中間圏(0.1hPa)ともに南緯50°付近に位置している。

また、プラネタリー波の鉛直構造を見ると、波数1は、高度0.2 \sim 0.5hPa付近に振幅の中心を持つ、高度と共に位相が少し西に傾いた波で、一方波数2は、高度0.1 \sim 0.5hPa付近に振幅の中心を持つ、高度と共に位相の傾きがほとんどない波であることがわかる。

4. まとめ

南半球の冬 \sim 春期における西風ジェットの子午面内での時間変動の様子が、成層圏 \sim 中間圏を通じて初めて明らかになった。また、そのジェットの変動がプラネタリー波の活動性と密接な関係があること、プラネタリー波の中でも、波数1と波数2がそれぞれ時間的・空間的性質の異なる波であることもわかった。

今後は、成層圏 \sim 中間圏におけるプラネタリー波(波数1 \cdot 2)の鉛直伝播性を調べ、プラネタリー波とジェットの変動との関連をさらに詳しく調べる予定である。

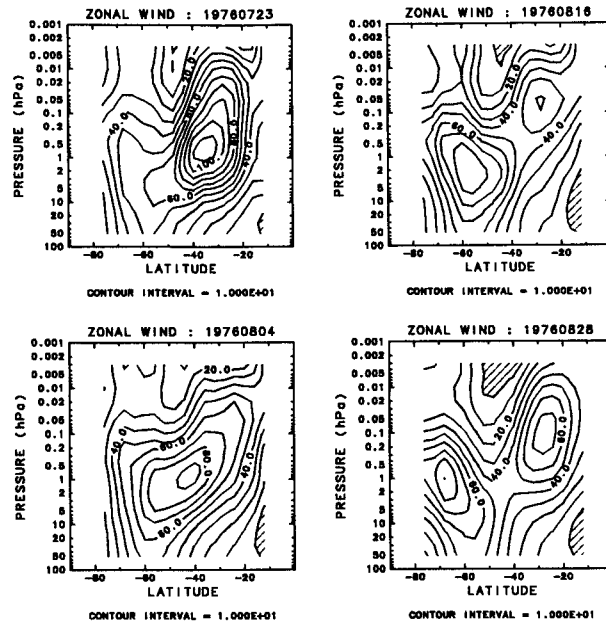


Fig1 '76.7.23~8.28 における南半球帯状平均風の緯度-高度断面図 (12 日おき)

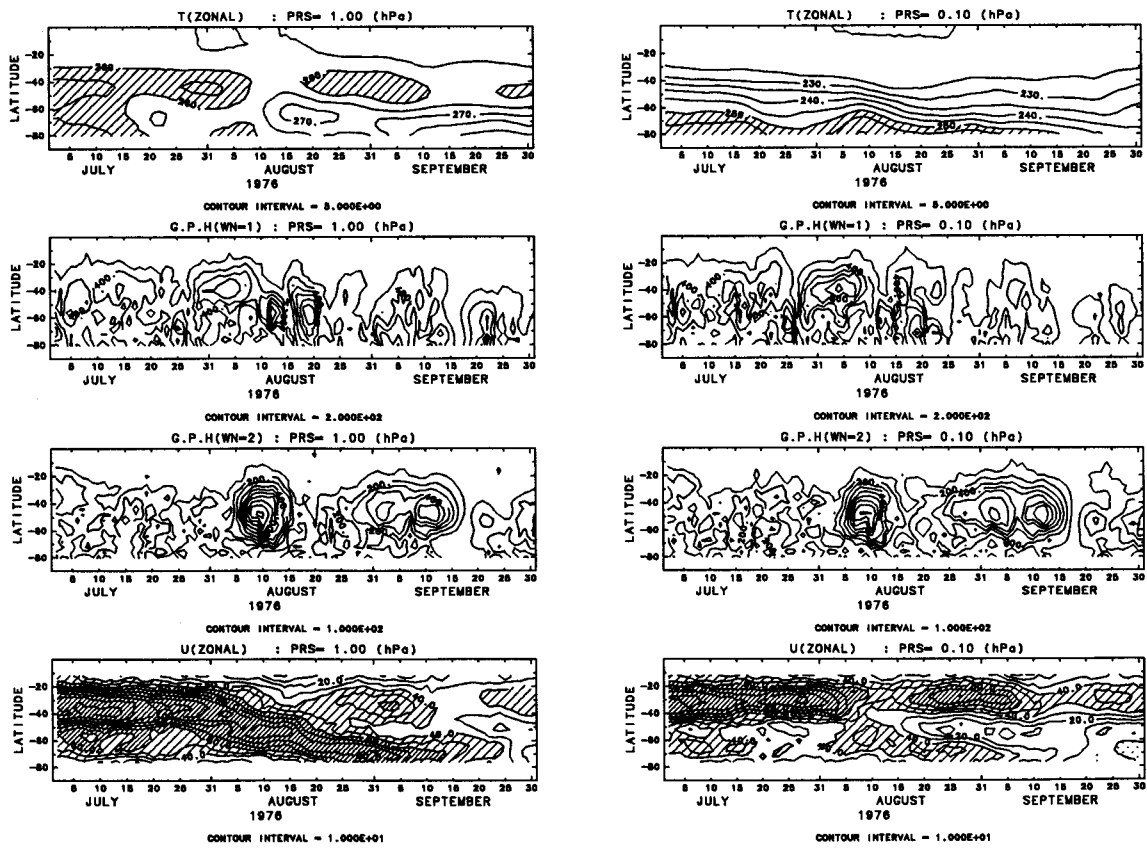


Fig.2 '76.7 月～9 月における温度場、高度場の波数 1・2 成分、帯状平均風の時間-緯度断面図 (1hPa 面と 0.1hPa 面)

昭和基地における地上放射観測結果

青野正道(JARE32), 岸 隆幸(JARE33), 櫻井敬三(JARE34), 山本義勝(JARE35)
金戸 進(気象庁南極観測事務室), 山内 恭(国立極地研究所)

1. はじめに

昭和基地での地上放射観測は、定常的には全天日射観測が1966年以降、直達日射観測が1979年以降実施され、研究観測としては1968年以降の直達日射観測やACR期間中の総合日射放射観測などがある。また、第32次隊からは、WMOとICSUによる世界気候研究計画(WCRP)に基づいたベースライン地上放射観測網(BSRN)計画に対応するため、散乱日射や長波長放射などの観測も始まった。

2. 直達・全天日射量の長期変化

各年12月の晴天日の12時頃の直達日射強度の経過を図1に示す。1982年のEl Chichonおよび1991年のPinatuboの火山噴火の影響は、Pinatuboの影響がかなり大きかったことがうかがえる。

図1には、日合計全天日射量の経過も季節別平均で示した。各季節とも、長期的な増減の傾向は見られない。

3. 各放射要素の季節変化

図2には、1991年以降の各放射要素の季節変化を示した。

全波長下向き放射量の日合計値は、月平均で真冬の20MJ/m²から真夏の50MJ/m²まで変化する。このうち、長波成分は、年間を通して20MJ/m²前後で、夏期間(11月～1月)は短波成分が長波成分を上回る。

短波成分の中に占める散乱日射量の割合は、冬期間(3月～9月)は80%以上だが、夏期間は50%程度に下がる。

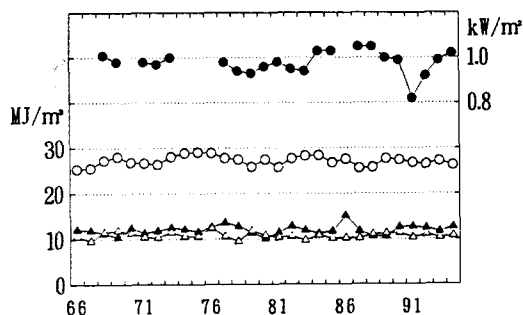


図1 直達・全天日射量の長期変化

- : 12月の晴天日の12時頃の直達日射強度
- : 夏期全天日射(11月～1月)
- △ : 秋期全天日射(2月～3月)
- ▲ : 春期全天日射(9月～10月)

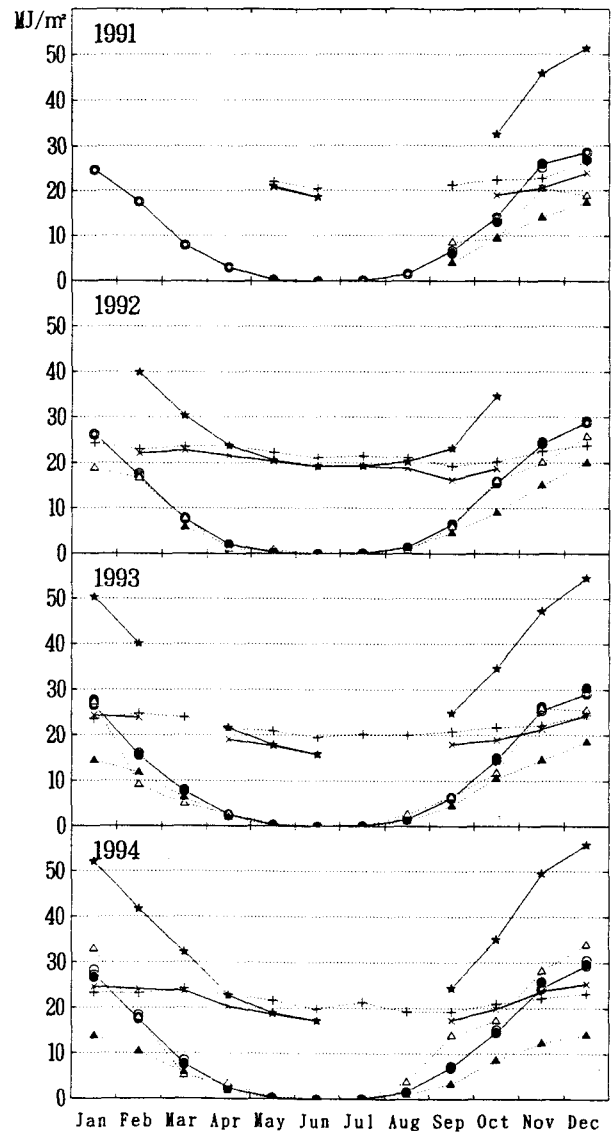


図2 各下向き放射要素の季節変化

- ★ : 全波長
- ＋ : 長波長(PIR)
- × : 長波長(全波長-全天日射)
- : 全天日射(旗台地)
- ◎ : 全天日射(気象棟)
- : 合成全天日射
- △ : 直達日射
- ▲ : 散乱日射

SPCによる粒径別吹雪質量フラックスの測定

杉浦幸之助・西村浩一・前野紀一（北大低温研），木村忠志

南極氷床表面の質量収支を議論する際には，地吹雪による積雪再配分の効果を正確に見積もらなくてはならない．全吹雪量は一般に摩擦速度の3乗に比例するとされているが，雪粒子の粒径にも大きく依存していると考えられる．

今回は低温風洞装置を用いて吹雪質量フラックスの粒径と風速依存性について測定を行ったので，その結果を報告する．

実験では，長さ8.0m，断面積0.5m×0.5mのゲッチングン回流型の低温風洞の床に，しまり雪をふるいをとおして厚さ2.5cmに均一に敷きつめた．温度は−15℃に固定し，風洞の中心風速4 m/sと6 m/sの2パターンで実

験を行った．

SPC（Snow Particle Counter）を用いて雪面より5,10,20,30,50mmの高さで飛雪粒子の粒径分布を測定した結果を図1に示す．4 m/s高さ5 mmの分布は，試料の雪の粒径分布とほぼ等しいが，両速度の場合とも高くなるにつれ小さな粒子の頻度が増加している．

平均粒径が295 μm の場合の吹雪質量フラックスの高度分布を図2に示す．4 m/s, 6 m/sとも高さと共に指数関数的に減少する様子がわかるが，高さ z での吹雪質量フラックス q は，

$$q \propto \exp(-kz)$$

k ：定数

と表せ， k は4 m/sの方が大きい．

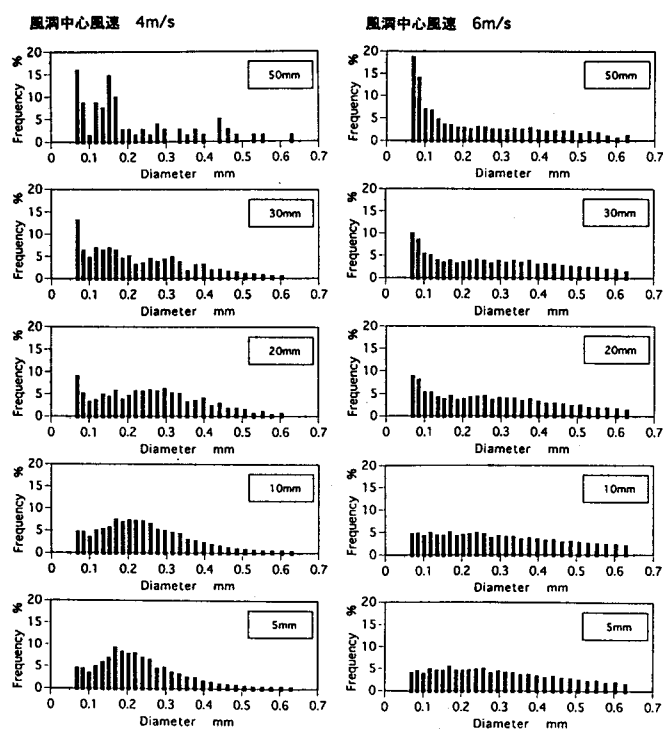


図1 粒径分布

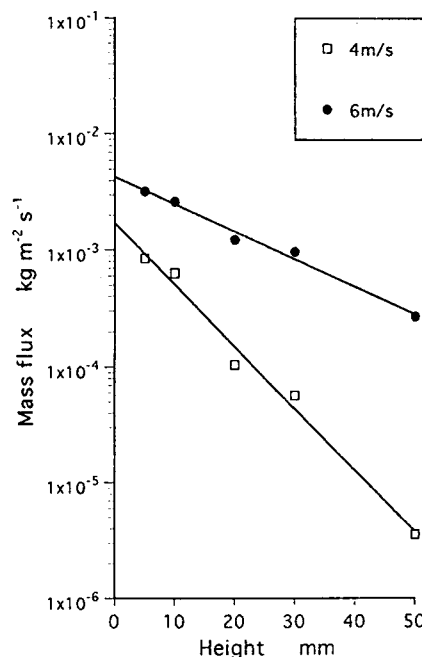


図2 吹雪質量フラックスの高度分布

「しらせ」の観測によるオゾンゾンデデータを用いたオゾン の子午面分布の解析

大島 林太郎 (京大・理)・塩谷 雅人 (北大院・地球環境)

1. はじめに

対流圏オゾンの子午面分布の観測に関しては、Seiler and Fishman(1981) (以下 SF81) や、Marenco and Said(1989) (以下 SF89) による単発的な観測が数例あるだけである。今回用いたデータは、1987-90 年の各 11-12 月にかけて「しらせ」船上でオゾンゾンデを用いて観測されたものであり、これによってほぼ 110°E に沿った子午面分布が得られる。SF81・MS89 がともに対流圏内に限られた観測しかしていないのに対し、しらせのオゾンデータは下部成層圏までをカバーしているのが特徴である。

2. 子午面分布

図 1 には観測されたオゾンの質量混合比の子午面分布の一例を示す。SF81 や MS89 はともに 6-8 月にかけての観測で、赤道付近では、北半球側で濃度が高く、南半球側に極小域を持つ分布が見られた。しかし、今回 11-12 月の東インド洋上で行われた観測では、南半球側で濃度が高く北半球側に極小域を持つ分布が得られた。これは SF81 や MS89 で得られた結果とは南北が逆の分布である。このことから、SF81 が指摘しているような「北半球におけるオゾン濃度の方が常に高い」という認識よりも、むしろ (SF81 や MS89 と今回の観測では観測された経度帯が違うものの) 全球的に、夏半球側でオゾンが豊富になるような一年周期の変動が卓越していると考えられるべきであろう。

3. 偏差場

87-90 年 4 年間の平均場を引いて各年の偏差場を見てみると、対流圏界面より少し上の高度領域において南北に拡がった帯状の極大・極小域が存在し、温度の偏差場に見られる同様の構造と互いに正の相関を示しているのがわかる (図 2)。この構造の成因としては、重力波などによる擾乱や、対流圏界面高度の変動などが考えられる。

4. まとめ

オゾンの子午面分布とその偏差場についてそれぞれ新たな観測事実が得られた。対流圏オゾン濃度に関しては、夏半球側でオゾン濃度が高いような年変動の可能性を示唆する結果が得られた。また、赤道域下部成層圏のオゾン分布については、温度場と関連した層状の変動が存在することが判明した。

参考文献

Japan Meteorological Agency: Antarctic Meteorological Data Vols. 29-32

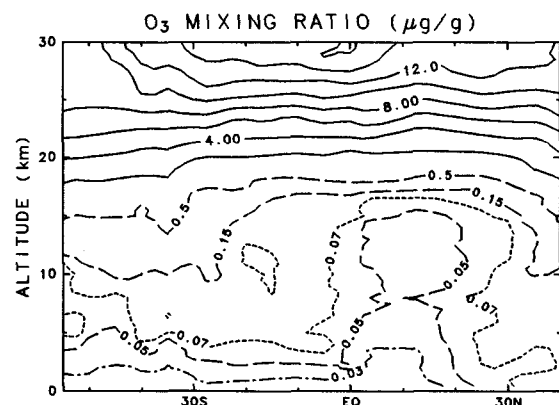


図 1 1990 年 11-12 月のオゾン質量混合比の子午面分布

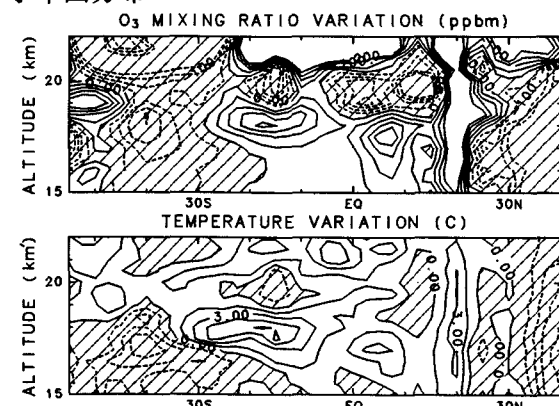


図 2 1990 年 11-12 月のオゾン、温度の 4 年平均分布からのずれ (陰影は負の偏差を示す)

成層圏オゾン層破壊をもたらすハロカーボン類の国際的な 生産・消費規制と最近の南北両半球における大気中濃度変動

○ 巻出 義紘*, 豊田 栄**, 富永 健**

(東京大学; * アイソトープ総合セ, ** 理学系研究科)

南極上空のオゾンホールは近年次第に拡大し、1992年、1993年と過去最大となったが、ピナツボ山噴火によるエアロゾルが減少してきた1994年も依然として最大規模となった。北極上空でもオゾンホールの前兆となる高濃度のC10や極域成層圏雲などが観測され、中高緯度でも成層圏オゾンの著しい減少が観測されている。依然として増加しつつある大気中ハロカーボンがこれらの主要な原因と考えられている。

オゾン層減少をもたらすCFC、ハロンなどハロカーボン類は、1987年のモントリオール議定書およびその後の議定書締約国会議における改定に基づいて国際的に生産・消費が削減・全廃されつつある。その結果、大気中濃度が減少し始めた物質もあれば、いまだに増加しつつあるもの、代替フロンなど急激に増加しているものがある。

われわれはこれまで十数年にわたって、大気中の種々の微量ハロカーボン類の高感度高精度分析法の開発を行い、大気中濃度を測定してきたが、最近分析法を開発した新たな成分については、過去に採取して保存してきた南北両半球のバックグラウンド大気試料を分析して、それら成分の両半球における分布と変動を調べた。

本報告では、特定フロン(CFC)、ハロン、1,1,1-トリクロロエタン、代替フロンなどの南北両半球における大気中濃度の変動について報告し、生産放出量の統計推定値と比較する。大気中寿命の短い成分の両半球における分布と変動から、大気中寿命や両半球高緯度間の大気交換速度についても考察する。

南極昭和基地(69°S)で超清浄な高真空金属容器に採取され日本に持ち帰られた南半球高緯度大気試料と、北海道(納沙布岬など42-45°N)で採取した北半球中緯度大気試料を、東京大学でハロカーボン高精度測定装置(主要なハロカーボン類を測定する全金属製真空ライン/GC/ECD装置と、超微量あるいは感度の低い成分を測定する低温濃縮/GC/高感度化ECD装置)により分析、定量した。

モントリオール議定書で当初から規制されたCFCとハロンでは、1980年代の著しい濃度増加傾向が国際的規制が始まった1990年以降急速に小さくなったが、その後も同様な状況がしばらく続き、規制の強化、生産の全廃決定に伴い、CFC-11(CCl₃F)、CFC-12(CCl₂F₂)、CFC-113(CCl₂FCClF₂)などCFCでは北半球で濃度増加が減少あるいは停止した。昭和基地でも北半球に2~3年遅れで追従しているが、全球平均ではまだ減少するに至っていない。

一方、1,1,1-トリクロロエタン(CH₃CCl₃)は、規制の決定と実施は遅かったが、対流圏内で分解されることから、すでにグローバルスケールで濃度減少が始まっている。

ハロン(Halon-1301: CBrF₃; Halon-1211: CBrClF₂)は、1990年以降濃度増加率が減少したが、CFCより増加率が大きく、消火剤としての備蓄使用を反映して1993年末での生産全廃にもかかわらず依然として増加しつつある。成層圏におけるODPはC

F Cの十数倍もあるために、ハロンによるオゾン破壊の増加は、最近ではC F Cによる増加分を上回る状況になっている。

家庭用エアコン用冷媒などに広く使用されてきたHCFC-22 (CHClF_2)は、対流圏内でOHラジカルで分解されることから、C F Cにかわる代替フロンとしての使用も急増している。しかし HCFC-22はE C Dへの感度が極めて低く、直接検出することは不可能である。われわれは O_2 を添加することにより HCFC-22の検出感度を230倍も向上し、HCFC-22の正確な大気中濃度測定が可能となった。

対流圏大気中のHCFC-22濃度は、両半球平均で 1988年までは年増加量5.2 pptvであったが、1988年以降、年増加量10.3 pptvに急増した(図1)。

HCFC-22の生産・放出量の統計推定値に基づいて、2-Boxモデルにより、南北両半球大気中のHCFC-22濃度を計算してみた結果は、南北両半球(北海道と南極)間の大気交換定数 t_{ns} を2.3年、HCFC-22の大気中寿命 τ を14年とすると、図1の実線のように1988年までは測定値と良い一致を示した。しかし1988年以降のモデル計算結果は測定値より低く、1988年以降の放出量を約1.2倍にすると大気中濃度の実測値に近くなることがわかった。これは、C F Cの国際的な規制により急速に代替フロンへの転換が進み、HCFC-22の使用量も急増し、使用形態の変化や発展途上国での生産などと合せて、HCFC-22の生産統計の捕捉あるいは放出量の見積りが不十分になっているためと推定された。

このように、ハロカーボンの大気中濃度変動は国際的な規制にほぼ対応しながら、しかし統計値と一致しない点も多く、今後の継続した南北両半球における大気中濃度の精密で正確な測定が地球環境への影響評価に不可欠である。

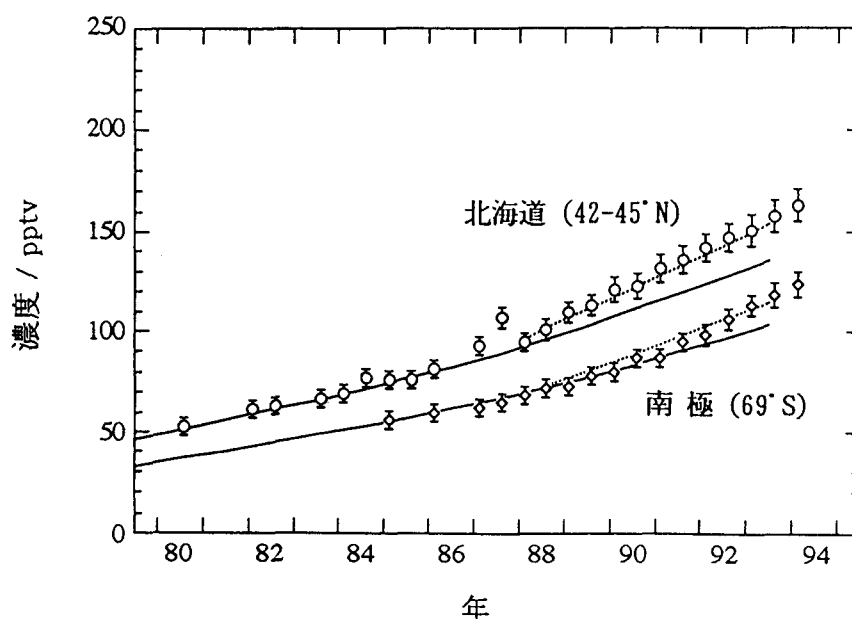


図1. 南北両半球対流圏大気中におけるフロン22濃度の経年変動
—— 放出統計値に基づく2-Boxモデルによる計算結果
..... 1988年以降の放出推計値を1.2倍した場合の計算結果

南極昭和基地における NO₂の可視分光器観測

川口あかね、近藤 豊、小池 真、中島英彰（名大STE研）
青木周司、小出理史（東北大学）、山内 恭（極地研）
永尾一平（名大大気水圏研）、岩井邦中（信州大）

1.はじめに

南極昭和基地において、1990年3月から、可視分光器による成層圏NO₂とO₃の連続観測を行っている。今回は1995年1月までの解析結果について報告する。

2.季節変化

NO₂は、下図のように、夏に極大値($18 \times 10^{16} \text{cm}^{-2}$)、冬に極小値($1 \times 10^{16} \text{cm}^{-2}$)をとる季節変化を示す。秋の減少に比べ、春の回復は遅く、これは冬から春にかけてPSCsが形成され、脱窒がおこることによる。10月位にPSCsが壊れると、中緯度の空気の輸送により、NO₂は急激に増加する。

3.年々変動

NO₂のデータには、1991年6月のピナツボ火山噴火の影響による減少と、その後の回復の様子が見られる。1990年に比べて、噴火後の1991年の夏には、

NO₂は20-30%減少した。その後、夏の値は徐々に増加し、1993、94年には1990年のレベルに回復している。

秋には、日射が少ないことにより小さいエアロゾル表面積でも不均一反応が有効で、1993年の値を1992年と比べると、夏ほどには回復していない。1994年には初秋には1991年のレベルにまで回復していたのが、4月位に1992、93年のレベルまで落ち込んでいる。Solomon et al.による、観測されたエアロゾル量を用いたbox modelの計算結果では、観測結果以上にNO₂が回復しており、このことは、他の要因がNO₂の回復を遅らせている可能性を示唆するものかもしれない。

冬から初春のNO₂の年々変動は、各年の昭和基地の極渦内での位置や、気温との相関が見られ、それらの要因に支配されていると思われる。

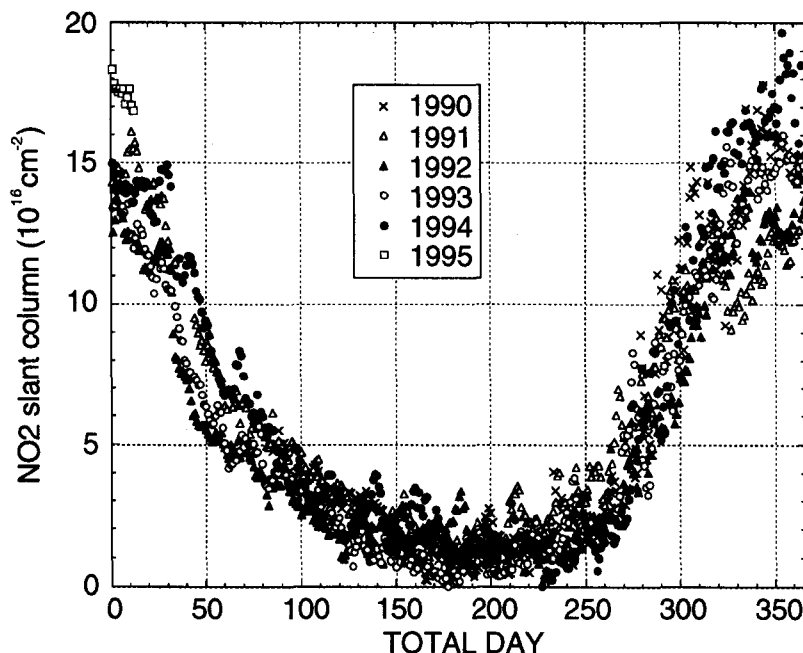


Fig.1 昭和基地におけるNO₂（日の出時）のスラントコラム量

西太平洋および南極海上のエーロゾル粒子の粒径分布

三浦和彦・松田和秀・柘 尚人・青木一真*・中江 茂（東理大・理）

*: 現在 北大・環境

1. はじめに

エーロゾル粒子の気候への影響を調べるためには、バックグラウンド大気としての洋上大気エーロゾル粒子の水平分布の情報が必要である。我々はこれまで東京大学海洋研究所の白鳳丸船上で観測を続けてきた（KH-89-T3、KH-89-2、KH-91-5、KH-92-5、KH-93-3、KH-94-1、KH-94-3、KH-94-4、KH-95-1航海）。ここでは、KH-94-4航海の観測結果を中心に、西太平洋及び南極海上のエーロゾル粒子について報告する。

2. 方法

KH-94-4 航海の日程は次の通りである。

- ・ Leg.1 94.11.22（東京）－12.9（リトルトン）
- ・ Leg.2 94.12.13（リトルトン）
－95.1.4（ホバート）
- ・ Leg.3 95.1.9（ホバート）－1.28（シドニー）
- ・ Leg.4 95.2.1（シドニー）－2.14（東京）

また、測定要素は以下の通りである。

粒径分布

- ・ エイトケン粒子 ポラックカウンタ、拡散箱
- ・ 大粒子 RION KC-01 ($r > 0.15 \mu\text{m}$)
- ・ 巨大粒子 RION KC-01 ($r > 1 \mu\text{m}$)

化学組成

- ・ メッシュ SEM,EDX で元素分析
形態観察
- ・ フィルター 蛍光X線で分析

光学的特性

- ・ 太陽直達光 サンフォトメータ、
オリオールメータ
- ・ 太陽周辺光 オリオールメータ

エーロゾル粒子の計測は30分毎に行った。アッパーデッキ（海拔15m）から内径18mm、長さ5mのチューブに分流器をつけて180l/minで強制吸引し、分流器と各測定器を接続してサンプリングした。なお、相対風向で煙突方向からの風のときは欠測とした。

3. 粒子濃度の緯度分布

図1、2にLeg.1,2及びLeg.3,4で測定したエイトケン粒子、大粒子、巨大粒子濃度の緯度分布を示す。

エイトケン粒子濃度は、東京を離れるにつれ減少し、北緯10度付近で最小濃度を記録した。赤道から南緯10度付近は島の近くを通ったため、幾分高かった。南緯43度付近の高濃度はリトルトンとホバートで測定されたものである。南極海（南緯64度以南）では暴風圏（南緯50度付近）より低い、北緯10度付近ほどではなかった。

Leg.3における暴風圏はLeg.2ほど荒れなかったためか濃度も低かった。南緯33度付近の高濃度はシドニーで測定されたものである。南緯10度以北の濃度レベルはLeg.2とほとんど同じだった。

大粒子・巨大粒子も同様な変動をしているが、後で示すように、陸の影響が少ない海域では著しく風速の影響を受けた。

4. 南極海上の粒子濃度

1994.12.19-27 (Leg.2) 及び1995.1.14-21 (Leg.3) は南緯64度以南で測定した。この海域は暴風圏の南に位置し、比較的大気が安定している。測定した粒子濃度の平均値、標準偏差、データ数を表1に示す。

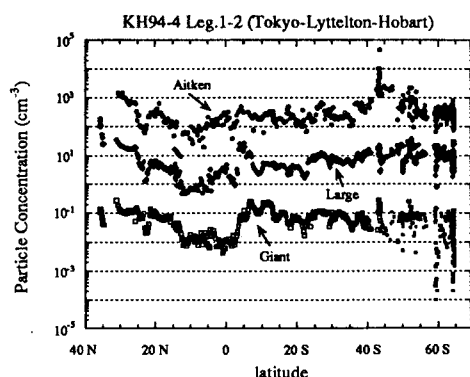


図1 エーロゾル粒子の緯度分布 (Leg.1,2)

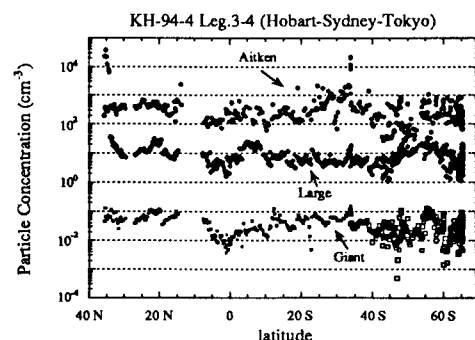


図2 エーロゾル粒子の緯度分布 (Leg.3,4)

表1 南極海上（南緯64度以南）のエーロゾル粒子濃度

| 濃度(cm^{-3}) | エイトケン粒子 | | 大粒子 | | 巨大粒子 | |
|------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | Leg. 2 | Leg. 3 | Leg. 2 | Leg. 3 | Leg. 2 | Leg. 3 |
| 平均濃度 | 280 | 196 | 7.535 | 6.119 | 0.021 | 0.035 |
| 標準偏差 | 133 | 79 | 5.199 | 4.444 | 0.023 | 0.020 |
| データ数 | 97 | 78 | 103 | 84 | 103 | 84 |

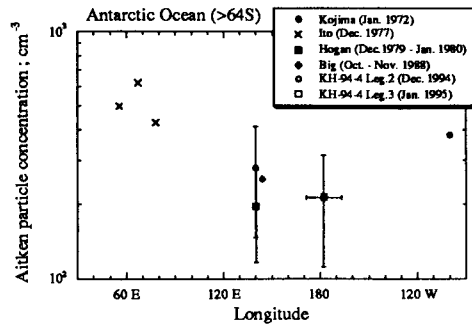


図3 南極海上のエイトケン粒子濃度分布

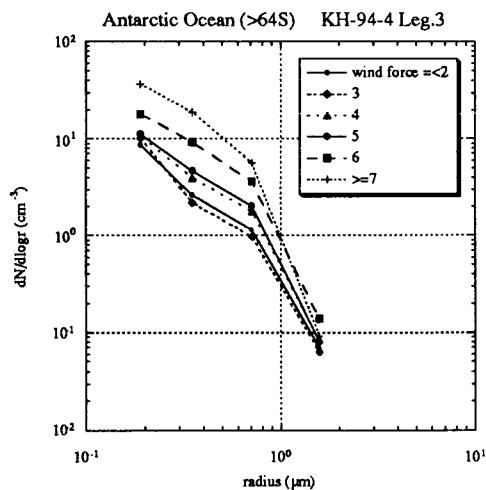


図4 南極海上の大・巨大粒子の粒径分布

Leg.2,3ともエイトケン粒子濃度はKH-91-5航海に西太平洋赤道上(165E)で観測した $320\text{個}/\text{cm}^3$ よりは低かったが(Miura et al., 1995)、北緯10度付近で観測された $100\text{個}/\text{cm}^3$ 程度よりは大部高い。この海域はオーストラリア大陸からの輸送も考えられず、植物プランクトンを起源とする粒子生成のためと考えられる。

図3に南緯64度以南で他研究者により観測されたデータ(Kojima and Sekikawa, 1974; 伊藤ら, 1980; Hogan, 1981; Bigg, 1990)を我々のデータとともに載せた。いずれも晩春から夏季にかけて観測されたものだが、我々の値はBigg (1990)やHogan (1981)の値とよく一致している。

図4と表2に大粒子と巨大粒子の粒径分布の風力依存性を示す。これまで報告されているように風力が大きくなると粒径分布の値が大きくなっている(e.g., Kojima and Sekikawa, 1974; Miura et al., 1995)。しかし、巨大粒子の増加量は幾分少なく、サンプリングチューブによる粒子損失のためと思われる。

参考文献

- Bigg (1990) Atmos. Res., 25, 585-600.
Hogan (1981) J. Appl. Meteor., 20, 1,111-1,118.
伊藤ら (1980) 気象学会予稿集, 37, 168.
Kojima and Sekikawa (1974) J. Meteor.Soc.Jpn., 52, 499-505.
Miura et al. (1995) J. Atmos. Electr., 15, No.2.

謝辞 本観測にあたり白鳳丸乗組員及び同乗研究者のお世話になりました。お礼申し上げます。

表2 南極海上（南緯64度以南、Leg.3）の粒径分布の風力依存性

| 風力 | データ数 | 半径 (μm) | | | |
|-----|------|----------------------|----------------|---------------|---------------|
| | | 0.194 | 0.354 | 0.707 | 1.581 |
| 1,2 | 10 | 8.630 (2.445) | 2.625 (1.249) | 1.147 (0.600) | 0.069 (0.038) |
| 3 | 12 | 10.164 (3.023) | 2.192 (0.862) | 0.975 (0.483) | 0.062 (0.037) |
| 4 | 23 | 10.708 (4.604) | 3.949 (2.443) | 1.784 (1.084) | 0.083 (0.046) |
| 5 | 12 | 11.205 (5.109) | 4.670 (2.831) | 2.031 (1.147) | 0.080 (0.037) |
| 6 | 15 | 18.071 (6.073) | 9.162 (2.981) | 3.616 (0.714) | 0.138 (0.065) |
| 7=< | 11 | 36.646 (6.775) | 18.764 (3.894) | 5.661 (1.785) | 0.092 (0.044) |

南極大陸境界層をかける成層圏エアロゾル

林 政彦 (名大・STE研)

1. はじめに

近年、全球的な環境変動に興味を持たれるようになり、その中において極域の果たす役割がさまざまな面から指摘されるようになってきている。大気エアロゾルは、環境変動に対して、物質循環の物理的側面と化学的側面から関わっており、その役割は極めて重要である。しかし、南極域におけるエアロゾルの観測は、沿岸域と極点に集中しており、内陸部における観測は非常に少ない。この意味で、南極域大気中の物質循環像は、極めて貧弱な観測結果により組み立てられているに過ぎない。本講演では、物質循環という視点で考えたときに、昭和基地において得られたエアロゾルの鉛直分布の、とくに興味を持たれる現象を紹介すると共に、循環構造としてひとつの仮説をたててみることにする。

2. 大粒子鉛直分布

昭和基地においては、1980年代より気球搭載光散乱式粒子計数装置 (OPCゾンデ) によるエアロゾルの鉛直分布の観測が行なわれてきている。装置は、地上から約25kmまでの高度領域の直径0.3 μ m, 0.5 μ m ($m=1.4$) 以上の2つの粒径の粒子濃度を観測できる。特に、ACR期間中には、9回の観測を行ない、7回の観測に成功した。この観測によって得られた、0.5 μ m以上の粒径の粒子数混合比 ($N>0.5$) を図1及び図2に示す。図には、 $\alpha = \log(N>0.3/N>0.5)$ の結果も示している。 α は粒径分布に関するパラメータであり、微小粒子の比率が高くなると大きくなる。図1は、冬季のプロファイルであり、図2は、日射が回復してからのプロファイルを重ね書きしたものである。

この結果、0.5 μ m以上の粒子混合比と α の値によりJunge層、自由対流圏、境界層を特徴づけると

$N>0.5$:大 α :小 \rightarrow Junge層、境界層

$N>0.5$:小 α :小 \rightarrow 自由対流圏 (冬)

$N>0.5$:小 α :大 \rightarrow 自由対流圏 (春)

となる。特に、冬季をはじめとして、境界層内のエアロゾルの特徴が、成層圏の特徴に似ていることは注目に値する。伊藤 (1983) は昭和基地においてサンプリングしたエアロゾルの電子顕微鏡-E D X分析を行ない、submicron粒径の粒子の多くは、電子

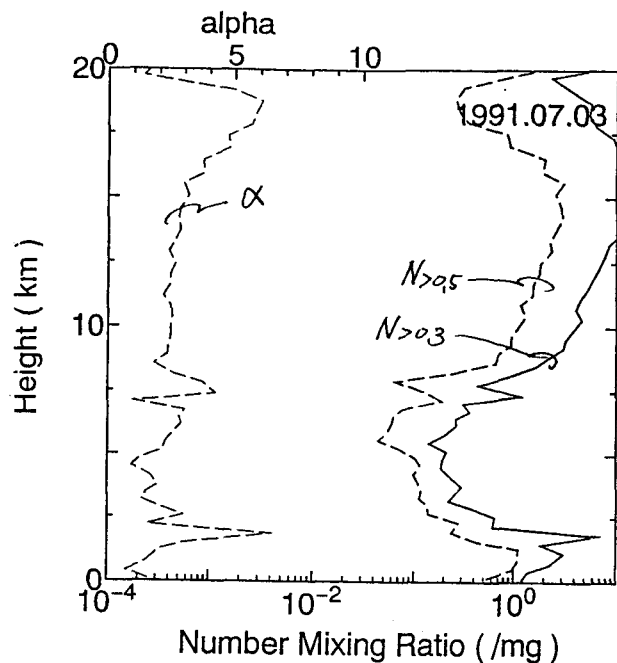


図1 昭和基地において観測された極夜の粒子数混合比と粒径分布パラメータ (α) の鉛直分布の例

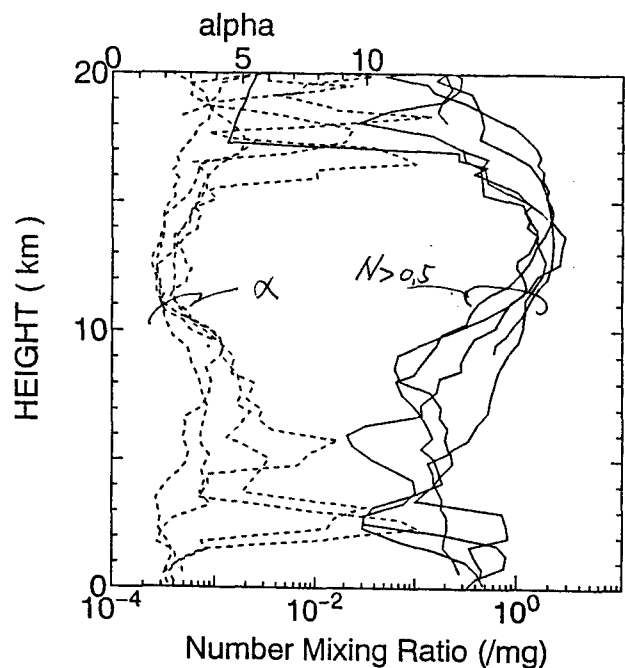


図2 昭和基地において観測された春期の0.5 μ m以上の粒子数混合比と粒径分布パラメータ
1988年8月19日、9月14日、1989年10月19日
1991年8月10日 の4回の観測の重ね書き

線照射により消失してしまう揮発性の高い粒子であったと報告している。このことは、 $0.5\mu\text{m}$ 以上の粒径の粒子が、主要には揮発性の高い2次粒子である可能性が高いことを示している。2次粒子として生成したエアロゾルが $0.5\mu\text{m}$ 以上にまで成長するためには、数か月の長い時間、又は、高い濃度のsourceが必要である。しかし、冬季の南極域は日射量が少なく、境界層内の大粒子が対流圏起源の2次粒子であるとは考えにくい。

これらの結果より、冬季・春季の境界層内の、とくに、 0.3 から $0.5\mu\text{m}$ の粒径領域の粒子の起源として、ユンゲ層の硫酸塩粒子の可能性を考えることができる。しかも、7月においては、境界層における粒子混合比が自由対流圏より高くなっていること（図1）は、輸送の主要なプロセスが、沿岸域の対流活動によるものではないことを示唆する。

以上の結果より、図3に示すような循環構造が形成され、南極大陸高原域に於て成層圏より境界層にまで輸送された大気が、対流圏大気と混合されながら沿岸域に達しているという仮説をたてることができる。このような循環構造が形成されているとすると、それは、南極域の物質循環を考えるうえで非常に重要な要素となることは明らかである。

3. 何を観測するか？

このような循環構造が形成されているとするならば、東南極大陸高原地帯が、down flowにより、成層圏からのエアロゾル流入が起きている可能性の最も高い地域である。この地域はエアロゾル観測の空白地帯になっている。この地域において、粒子の輸送と生成を理解するための観測が行なわれるならば、南極域の物質循環に関する極めて重要な知見を得ることになる。そのためには、微小な粒径から巨大粒径粒子までのエアロゾルの空間分布と組成変動、さらに、粒子のsourceとなるgas成分の変動等を、できるかぎり総合的に観測することが必要である。

参考文献

伊藤（1983）：南極大気中のエアロゾルの性状と起源に関する研究，気象研究所研究報告，34，151-219

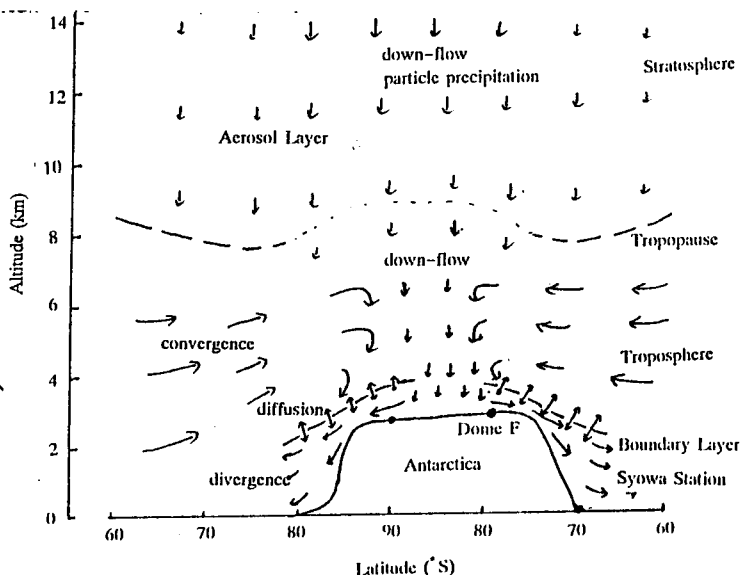


図3 冬季を中心とした南極域子午面循環像（仮説）

南極氷床のメタンスルホン酸と硫黄循環

長田 和雄・林 政彦（名大・太陽地球研）

はじめに： 南極大気を介して氷床にもたらされる物質の起源や物質循環には未だに不明な点が多い。南極大気中の硫黄循環（特に硫酸）については、大気エアロゾルや雪氷試料の解析からある作業仮説が提案されており、火山噴火の影響が少ない時には、南極周辺の海洋で放出された硫化ジメチル(DMS)を起源とする硫酸が量的に大きい割合を占めているという。

メタンスルホン酸(MSA)はDMSの酸化生成物で、DMS以外の先駆物質は量的に重要ではないと考えられる。これに対して硫酸の主要な先駆物質である二酸化硫黄は、DMS以外の起源の場合もありうる。近年、太平洋や大西洋の孤島での海洋大気について示されているように、南極でも他の硫酸ソースがない限りエアロゾル中の SO_4^{2-} とMSAとはある一定の量的関係を示すと予想される。

データと議論： 図-1a・bに飛雪に含まれるMSAと非海塩性硫酸イオン(nssSO_4^{2-})、 Na^+ の濃度を示す。図1-aはみずほ基地で得られた試料を示し、 nssSO_4^{2-} 濃度に比べてMSAの方がなだらかに冬の極小に達している。図1-bは内陸旅行中に得られた試料で、図中のどの成分も濃度が高くしかも変化が激しい。ただし、1-bの場合には、季節変化と場所による違いとが混在していると思われるので注意が必要である。Rは $\text{nssSO}_4^{2-}/\text{MSA}$ を示し、1-aを見る限り夏に低く冬に高いようだが、1-bでは大きくばらついて全般的に高い目である。

図-2は、Rを散布図で表した。みずほ基地での試料採取の期間が2月から10月までと限られているのが残念だが、みずほ基地でのような定点観測の場合には、MSAに対して nssSO_4^{2-} はある一定の量的関係を示すようだ。しかし、内陸側での試料はこの関係に対して過剰な nssSO_4^{2-} 量がみうけられる。これはnon DMS originの nssSO_4^{2-} が付加されていることを意味するのであろうか？

内陸と沿岸域とで物質循環が少しずつことになっていることも考えられ、始源物質の輸送から新粒子の生成、雪氷への沈着と硫黄循環に関しても今後明らかにすべき点は多い。

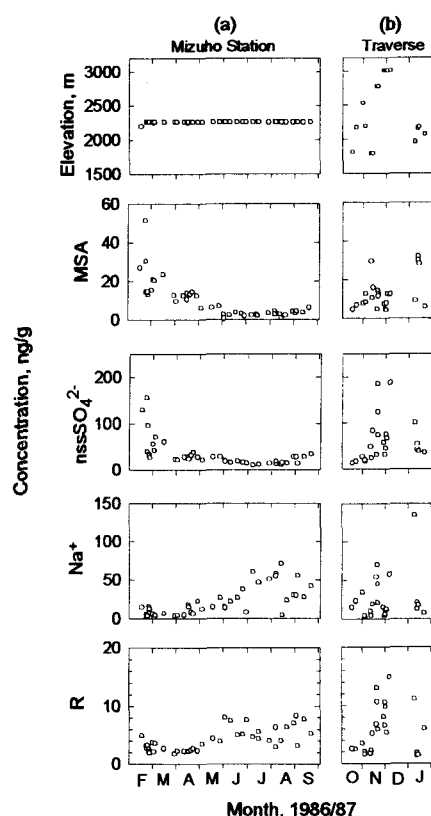


図-1 試料採取の標高と飛雪中の化学成分濃度。Rは本文参照

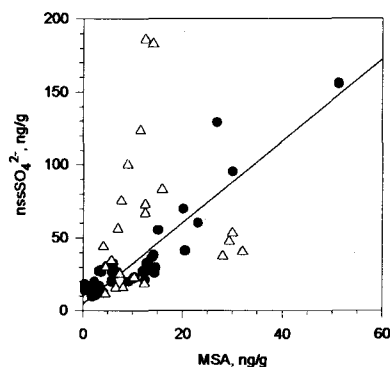


図-2 MSA濃度に対する nssSO_4^{2-} 濃度の関係。●は図1-a、△は1-bに対応する。

雪氷コア結晶方位自動解析システムの開発

王昀, 東信彦, 梅村晃由 (長岡技術科学大学)

東久美子 (長岡雪氷防災実験研究所)

1. はじめに

氷床・氷河流動や内部応力分布を知るために、雪氷コアC軸分布(アイスファブリック)の解析は有効な手段である。従来用いられているリグズピーステージ測定法は目測法であるため、測定時間がかかりすぎ、流動則やモデルをサポートするのに十分なデータ数が得られないなどの問題があった。アイスファブリックの解析を自動化する目的で、丸橋ら(1993)は画像処理によるカラー解析法と明度解析法を考案した。カラー解析法では照明の影響、カメラの特性、試料の厚さの精度などによる誤差が大きい。明度解析法では厚さなどの影響は受けにくい、試料の傾きの精度による誤差を生じる。本研究では明度解析法に基づいて、試料を傾斜することなく、CCDカメラを3台に増設した。精度を上昇するとともに、自動的かつ連続的な測定システムを考案した。

2. 測定原理

アイスファブリックとは多結晶氷を構成している各単結晶の結晶主軸(C軸)の空間的な方位分布のことである。図1に結晶のC軸方位の立体表示を示す。C軸方位は角度A1と角度A2で表される。A1とA2をそれぞれ方位角と天頂角と呼ぶ。測定装置の概念図を図2に示す。氷結晶薄片を交差偏光板の間に置く。偏向方向が互いに90°交差した偏光板(ポラライザーとアナライザー)を回転させると、結晶の明度が変化する。最も暗くなる位置を消光位といい、C軸方位、光軸およびアナライザーかポラライザーの偏光方向が同一平面にあることを意味する。偏向板を360°回転させると、消光位は四つある。結晶の方位角は消光位のひとつにある。カメラ(1)から見る時の消光位を θ_0 とする。同じように、鉛直軸より角度 γ 傾いたカメラ(2)から見たときの消光位を θ_1 とする。また、カメラ(2)と鉛直軸対称のカメラ(3)から見たときの消光位を θ_2 とする。 θ_0 , θ_1 , θ_2 , A2, γ の関係は次式で与えられる。

$$\sin^2 \theta_{1(2)} = \frac{(\cos A_2 \cos \gamma + \cos \theta_0 \sin A_2 \sin \gamma)^2}{1 - (\cos A_2 \sin \gamma - \cos \theta_0 \sin A_2 \cos \gamma)^2}$$

あるいは

$$\cos^2 \theta_{1(2)} = \frac{(\cos A_2 \sin \gamma \mp \cos \theta_0 \sin A_2 \cos \gamma)^2}{1 - (\cos A_2 \cos \gamma \pm \cos \theta_0 \sin A_2 \sin \gamma)^2}$$

上式に θ_0 , θ_1 の値を代入するとA2の解が四つ得られる。次に上式に θ_0 , θ_2 の値を代入すると、A2の解がまた四つ得られる。 θ_0 , θ_1 を用いて得られた解と、 θ_0 , θ_2 を用いて得られた解とで一致するものが一つ決まり、これが天頂角A2の値である。このようにして決定されたA2の値を上式に代入して得られる θ_0 が方位角A1である。一回のカメラ撮影で視野の中に含まれるすべての単結晶の消光位が求められるから、一つのサンプルのすべての結晶のC軸方位が同時に求められる。リグズピーステージ測定法の目測法と比べて、極めて迅速である。

3. 実用システムの設計

上記の測定原理を用いて、雪氷コア薄片自動解析装置(図3)を考案した。測定の操作手順を以下に述べる。

(1) X軸可動ステージに幅10cm長さ50cmまでのコア縦割薄片を載せる。

(2) キーボードから測定間隔、測定全長を入力する。

(3) プログラムにより、リレースイッチでカメラを選択する。試料を挟んだ交差偏光板が90°あるいは360°回転し、明度が回転角度5度毎に測定されそのデータがパソコンに転送される。1サイクルが終わると次のカメラに切り替える。測定が繰り返される。

(4) 次の測定場所へステージが自動的に移動し、(3)の測定を繰り返す。

(5) 全長の測定が終わった時、各測定場所での薄片試料(約5cm×5cm)に含まれる結晶のC軸方位が計算され、シュミットネット図がプリンターに表示される。

現在(3)の部分を開発中である。将来的にはシステムを完成する予定である。

图 1

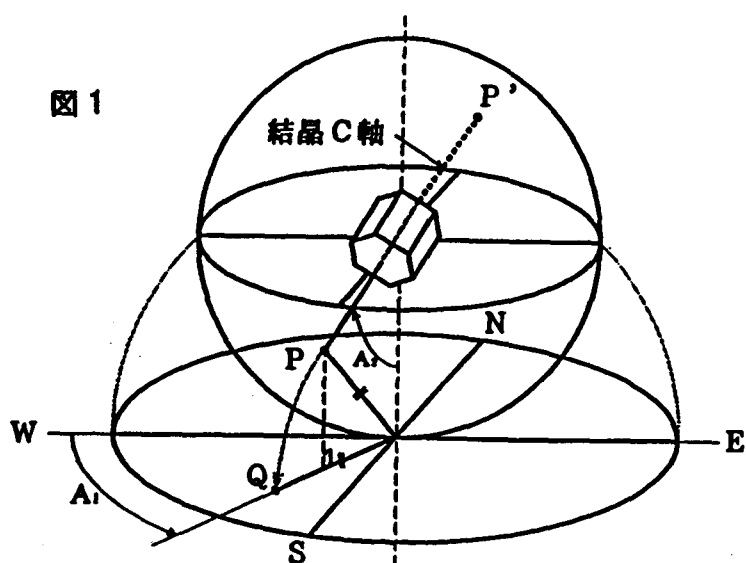
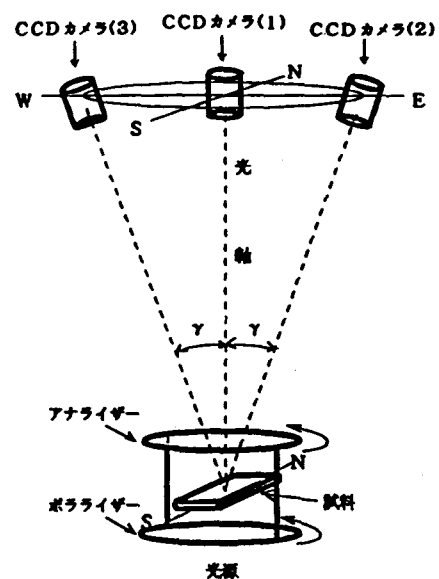
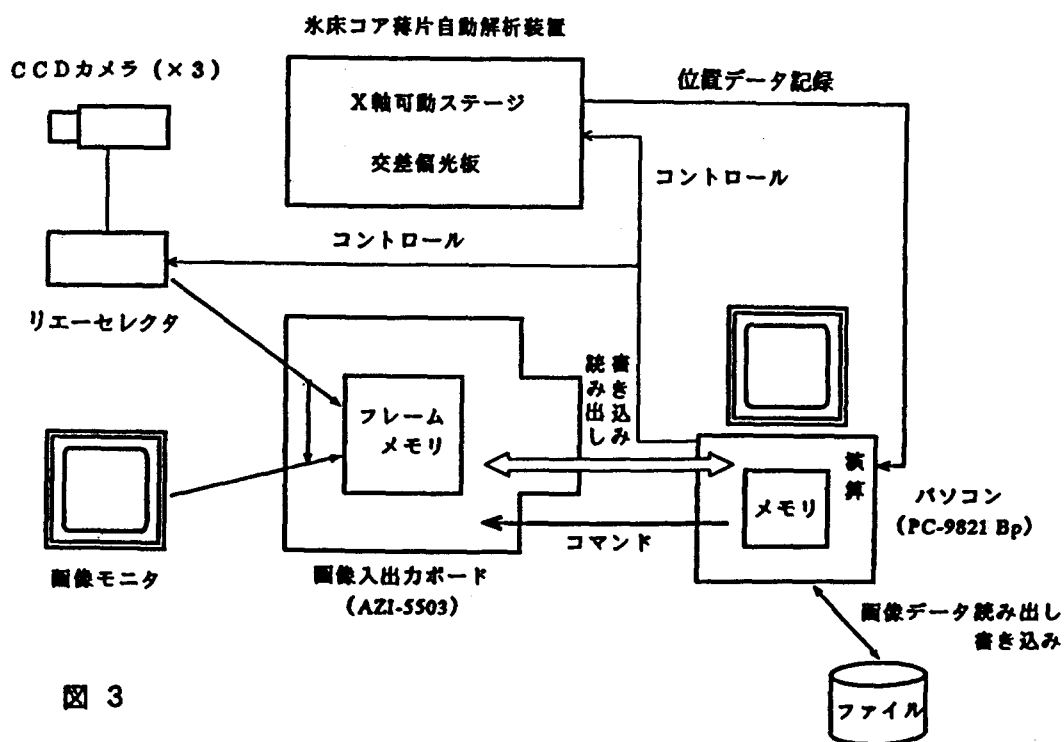


图2



| Number of people | Time taken (minutes) |
|------------------|----------------------|
| 1 | 100 |
| 2 | 50 |
| 3 | 33 |
| 4 | 25 |
| 5 | 20 |
| 6 | 17 |
| 7 | 14 |
| 8 | 12 |
| 9 | 11 |
| 10 | 10 |



氷中含有不純物濃度の非破壊分析

高田守昌（長岡技術科学大学），中村奨（長岡工業高等専門学校）
伊藤義郎（長岡技術科学大学），東久美子（長岡雪氷防災実験研究所）
東信彦，梅村晃由（長岡技術科学大学）

1 はじめに

気候・環境変動の解明を目的として、雪氷中の含有不純物濃度の分析は、氷床、海水、積雪などで行われている。しかし、通常の化学分析手法による雪氷含有不純物濃度の分析は、試料を融かす必要があり、かなりの労力を必要とする。また、分析に必要な試料の量が多いため、数cm以下のサンプリング間隔での測定が困難であった。

本報は、レーザーブレイクダウン分光法を氷に応用し、この方法による含有不純物濃度測定の可能性を検討した。この方法の利点は、次の3つである。①試料を融かす必要がない。②サンプリング間隔が数mmである。③非接触で汚染の問題がない。

2 測定原理

不純物を含んだ氷にレーザー光を照射すると氷表面にプラズマができ、不純物と氷は励起状態となる。励起状態の不純物は、特有のスペクトルの光を放出しながら基底状態に戻るが、放出されるスペクトル強度は不純物濃度が高いほど大きい。そこで、プラズマが放出する光を分光し、不純物のスペクトル強度を測定することにより、氷中含有不純物濃度を求めることができると考えられる。本報では、不純物としてナトリウムを含有する氷を用い、濃度測定の特長には589nm(D線)を用いた。

3 実験方法

測定装置の概略を図1に示す。試料に用いた氷は、あらかじめ濃度が既知であるナトリウム

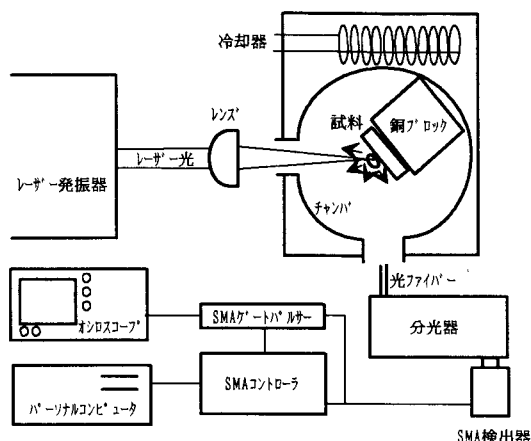


図1 実験装置

溶液を低温室内（-20℃）で銅板に噴霧し瞬間的に凍らせて作成したものである。ナトリウム濃度と放出される光の強度の関係を求めるため、いくつかの含有ナトリウム濃度の氷を用いた。チャンバ内に試料を入れ、YAGレーザー光をレンズで集光し、試料表面にエネルギーを与えてプラズマを作る。（チャンバは、エタノール（-20℃）で下から冷却している。）プラズマが放出した光は、光ファイバーを通して分光器に入る。分光された光は、SMA (Spectrometric Multichannel Analyzer) 検出器で電気的信号に変換され、SMAコントローラに送られ、パーソナルコンピュータからデータを取り出す。SMAデータから589nm付近のスペクトルの面積を計算しスペクトル強度とした。

4 結果

氷中のナトリウム濃度とスペクトル強度は図2より比例関係であることがわかった。この関係を検量線に用いることにより氷中含有ナトリウム濃度を測定することができる。現在のところ濃度測定の下限は10ppm程度である。しかし、今後の改良で更に低いレベルまで測定できるものと思われる。そうすると、氷床コア中の不純物の測定にも本方法が有効となるものと思われる。今後は、他の不純物についてもナトリウムと同様に本方法が適用できるか否かを検討していく予定である。

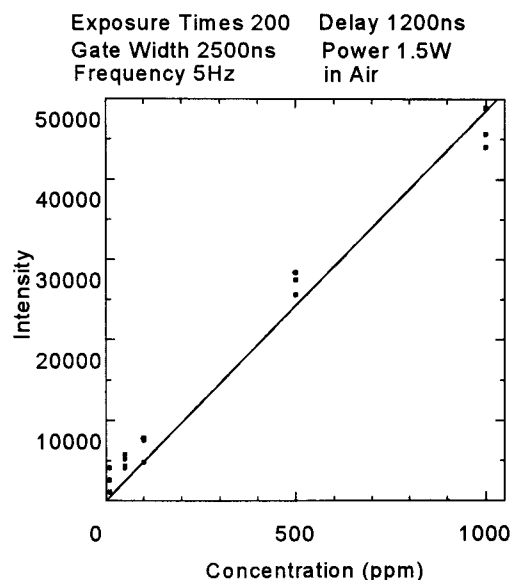


図2 氷中のナトリウム濃度とスペクトル強度の関係

AC-ECM法（高周波電気伝導度測定法）

による氷床コア解析

—南極南やまとコア解析への応用—

杉山 健 藤田 秀二 前 晋爾（北大工）

成田 英器 本堂 武夫（北大低温研）

1.はじめに

極地氷床コア中に含有されている不純物（酸や塩）の分布を現地で効率的に解析するためには、電気的手法が不可欠である。電気伝導度や誘電率を測定する事は、氷床コアを非破壊、高分解能、高能率の解析を行うことができるとともに不純物の定量値を予測することが可能である。従って、電気的手法はコアの初期的解析をする上において大変に有効である。

今回我々は、JARE37に導入されるAC-ECM法を用いて南極南やまとコア解析を行った。AC-ECM法は、二本の棒状電極を用いて1MHzでの高周波でコア表面を走査して氷床コアの不純物解析が簡易に測定できる新しい手法である。従来極地解析に導入されている二つの手法としてECM法とDEP法が知られている。新しい測定法であるAC-ECM法は、ECM法とDEP法の利点（高分解能と交流シグナル）を取り入れたものである。今回はAC-ECM法の測定システムおよびAC-ECMによる南極南やまとコア解析の測定結果と不純物含有部分（peak）における平行平板電極による精密測定の結果を報告する。

2.測定手法

装置系は、電極部、測定部、制御部から構成されている。（Fig.1）測定部にLCRメータを用いることで、従来問題となった電極部における浮遊、残留成分を除去する事ができる。これにより試料の持つ真のシグナルを非常に簡便に測定可能となった。また、電極部分には4端子対構造を採用している。これにより、相互インダクタンス、測定信号の干渉、不要な残留成分を除去した測定が可能になった。測定は、LCRメータをコンピュータ制御し、印加電圧3Vでコンダクタンスを得た。得られたコンダクタンスはSI単位系の電気伝導度 σ ($\mu\text{S/m}$)に換算した。測定温度は、 $-20\pm 1^\circ\text{C}$ である。測定周波数は、40Hz~1MHzとし、コア解析には1MHzを用いた。測定分解能は、深さ方向に1cm間隔で行った。また、精密測定に際して既製の平行平板電極を用いて電気伝導度、誘電率を測定した。

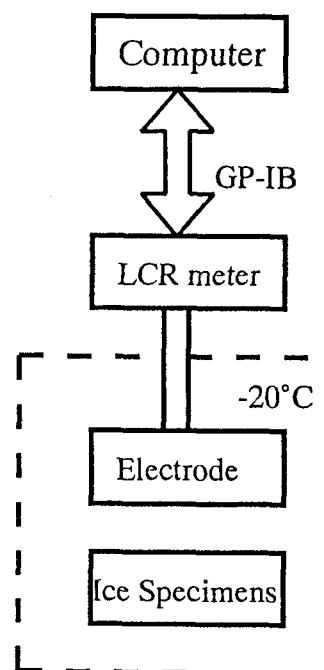


Fig.1 測定ブロック図

3.測定試料

南やまとコアは、白瀬氷河流域の西方にあるやまと裸氷帯で1983年12月にJARE24によって直径約12cmのコアが深さ101.37mにわたって回収された。既に行われた層位観察によって深さに関係なく気泡が多く存在することが分かっている。また密度、空気の含有量、 $\delta^{18}\text{O}$ の測定結果およびECM法、DEP法によるプロファイルも存在する。今回の測定には、深さ15.46m～22.92mの部分を用いた。また、不純物含有部分（peak）における精密測定には、その部分のコアを約5mmの平板として切り出した試料を用いた。

4.測定結果

今回AC-ECM法により南やまとコア（深さ15.46m～22.92m）の電気伝導度プロファイルを得た。（Fig.2）この結果は、DEP法によって得られたプロファイルと非常に良く一致を示した。また、プロファイル中の二つの大きな不純物ピークに関して、平行平板電極とAC-ECM法により40Hz～1MHzの周波数範囲で測定を行った。なお詳細な結果、考察は、当日の講演にて報告する。

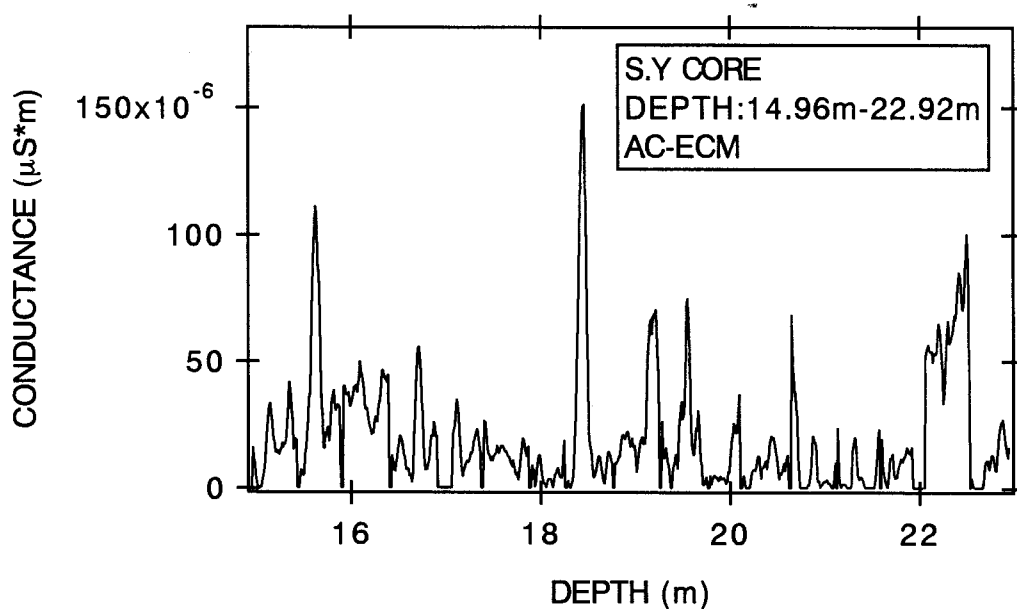


Fig.2 南やまとコア（15.46m～22.92m）のAC-ECM法によるプロファイル

氷床コア解析用 E C M 増幅器の開発とコンピュータ接続

大井正行・成田英器(北大低温研)・渡辺興亜(極地研)

1. はじめに E C M とは Electoric Conductivity Easurement の略であり、雪氷コアの固体電気伝導度測定のことである。現在越冬中の第36次日本南極地域観測隊から本格的に行われる、深層コア掘削「氷床ドーム深層掘削観測計画」の現場での使用向けに「高性能 E C M 増幅器とこれにパーソナルコンピュータを接続した装置」を開発して測定精度向上および効率化を計ったので、この増幅器の特徴及び開発過程・結果について報告する。

一般に掘削・採取されたコアは直径 10cm 程度のもので、その量は限られ後に行われる解析項目は多岐にわたっている。E C M はコアに含まれている不純物濃度を被破壊状態で簡便に調べるものであり、コアの精密な測定・分析の前に行われる。

E C M 用増幅器を高性能化することは、低シグナルの電流を出来る限り正確に検出することが可能となり、これまでに確認できなかった小さな火山灰や季節変動がより明確に判る可能性がある。

2. E C M システム E C M の基本的な測定原理は、氷表面に接触した 2 本の電極間に直流高電圧をかけながら深度方向に沿って走らせ、その電流を測定することによって電極間の電気伝導度を求める。この時の初期電流は水中の (H_3O^+) の移動度と濃度に依存し、時間と共に電極での交換は徐々に電流を制限するようになる。同時に空間電荷も作られるため、氷に固定した電極を流れる電流は一定ではなく徐々に減少してゆく。幸い電極の移動速度が約 5cm/sec なので、初期電流の減少は回避できる。

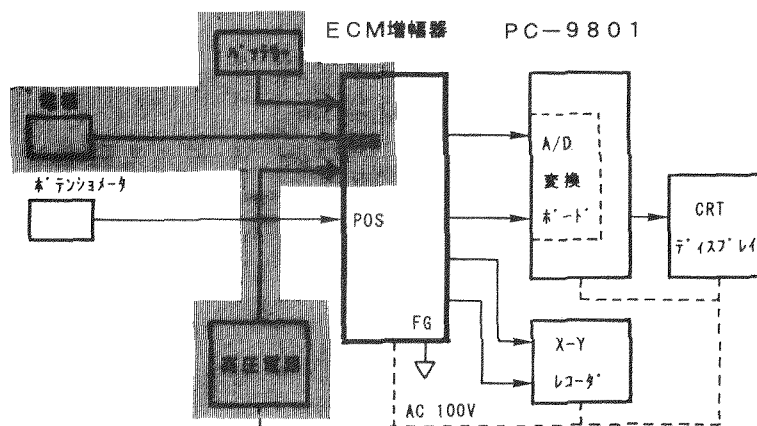
仕様：製作依頼先から示された条件は以下のとおりである。①測定電流範囲……1~100 μ A、但しノイズ環境は、発電器からの電源が掘削用ドリルと共用、②電極間直流高電圧……1250V、③被測定氷床コア長……2.0m、④電極の移動速度……約5cm/sec、⑤電極—増幅器間ケーブル長……5m以内、但し絶縁抵抗 $10^9\Omega$ 以上、⑥測定時周囲温度環境……-30°C

測定機器の構成：第1図において、電極と高圧

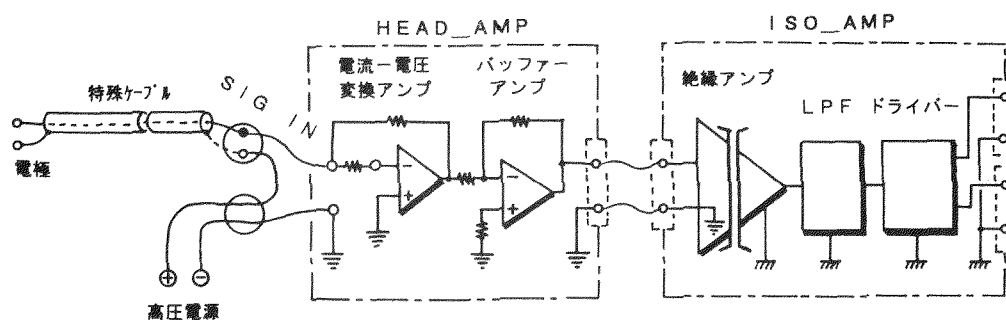
電源を直列に接続したラインの両端に現れる微弱電流を計るわけである。同時に氷床コアの電極位置信号(深度)も得られるようになっている。中央の太い線で囲った部分が E C M 用増幅器である。これ等 2 種類のデータは A D 変換器を通してパソコンへ導かれ、C R T ディスプレイでモニタしながらデータファイルとして保存される仕組みとした。なおパソコンの操作は、測定者が現場で容易に出来るようにソフトウェア上の配慮した。

E C M 増幅器の特色：第2図によりこの増幅器の特色を説明する。①初段は電流—電圧変換回路であり、本増幅器を設計・製作するに当たって装置の性能上最も重要な部分である。とりわけ高い精度が要求される計測回路の性能を引き出すためオペアンプ(Operational Amplifire)の選択基準や使用方法について十分考慮した。すなわち入力電流ノイズと入力バイアス電流ドリフトの極めて小さい高性能なオペアンプ AD549 を使用して、電極側からの信号ケーブルとオペアンプの電流入力ポイントをテフロン絶縁スタンドオフで直接中継した。この結果、第3図に示すような 1 μ A 付近の電圧値の落ち込みがなく、十分余裕ある変換特性が確認できた。なお、この増幅器の入力には、ESD(Electro Static Discharge)センシティブ・ツエナーダイオードで保護してある。②絶縁アンプの出力側のグラウンドを基準として、入力側は全てフローティングの状態となっている(第1図グレイ色の部分)。この結果グラウンドループによる雑音および同相モード雑音や電圧等が除去され、安定した増幅結果が得られた。

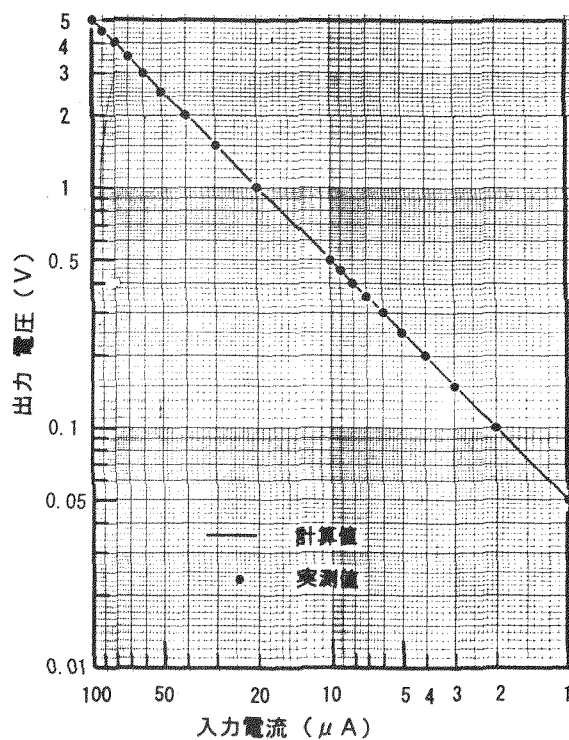
3. 結果 諸々の測定試験をクリアーした後、本システムによって試験用の雪氷コアを測定した。得られたデータは雪氷コアの不純物濃度の変化が明瞭に表現されていることが判った。今後、第37次観測隊以降による利用および実験室での応用を考えれば、ノイズ改善のため電極からの単芯シールドケーブルを復芯のものに替え、高圧電源を含めたライン受信の方法を考える等、幾つかの改良点が残っている。



第1図. ECM用機器の接続図



第2図. ECM増幅器のブロックダイアグラム



第3図. 電流アンプの電流-電圧変換特性

南極南やまとコアから求められた氷期における

CO₂、CH₄、N₂O濃度及び $\delta^{13}\text{C}$ の変動*¹町田敏暢、中澤高浩、(東北大・理) 成田英器 (北大・低温研)藤井理行、²青木周司、渡辺興亜 (極地研)現所属：¹環境研、²東北大・理

はじめに

1983年に第24次日本南極地域観測隊によって南極やまと山脈南方の裸氷域 (72°05'S, 35°11'E) において101mの氷床コア (南やまとコア) が掘削された。やまと山脈周辺の裸氷域は氷床の消耗域であるので、ここで掘削されたコアからは比較的浅い深度からも非常に古い年代の氷サンプルが得られると期待されている。本研究では南やまとコアの気泡中の空気を分析することによって、氷期におけるCO₂、CH₄、N₂O濃度及び $\delta^{13}\text{C}$ の変動を明らかにした。

結果と考察

南やまとコアより得られたCO₂、CH₄及びN₂O濃度の変遷を図1に示す。南やまとコアは複雑な氷床流動を経ているので、その絶対的な年代を決定することは困難である。ここではNakawo et al. (1988)によって見積られた氷床表面からの相対的な年代に対して、それぞれの濃度を記している。図1には比較のために南極みずほコアから得られた後氷期の濃度と、1984年における南極での直接観測の値を、絶対年代に対して同時に記している。図1より、南やまとコアから得られたCO₂、CH₄及びN₂O濃度はそれぞれ200~230ppmv、430~570ppbv、227~256ppbvであり、みずほコアから得られた後氷期の平均値に比べて、非常に低い値を示していることがわかる。過去に報告されている南極ボストークコアやバードコア、及び、グリーンランドサミットコアから得られた氷期のCO₂、CH₄、N₂O濃度はそれぞれ180~220ppmv、350~600ppbv、180~250ppbvであることを考えると、南やまとコアは氷期に形成されたものであることが、気泡中空気の微量成分分析より結論づけられる。

南やまとコアから得られたCO₂、CH₄及びN₂O濃度の変動は同じコアから得られた $\delta^{18}\text{O}$ の変動と良い一致を示す。このような一致は南極ボストークコア、バードコア、さらに、グリーンランドサミットコア

を分析した結果にも見られる。

南やまとコアから得られたCO₂の $\delta^{13}\text{C}$ の変動はCO₂濃度の変動と位相が逆で、良く一致している。CO₂の変動量に対する $\delta^{13}\text{C}$ の変動量から推察すると、この変動は植物とのCO₂交換によって引き起こされていると考えられる。しかしながら数千~数万年という長い時間スケールを考慮に入れると、これは大気に比べて50倍以上の炭素を貯蔵している海洋中の溶存無機炭素量の変化を反映していると考えられ、その変動は海洋表層の植物プランクトンの活動によってもたらされていると解釈できる。

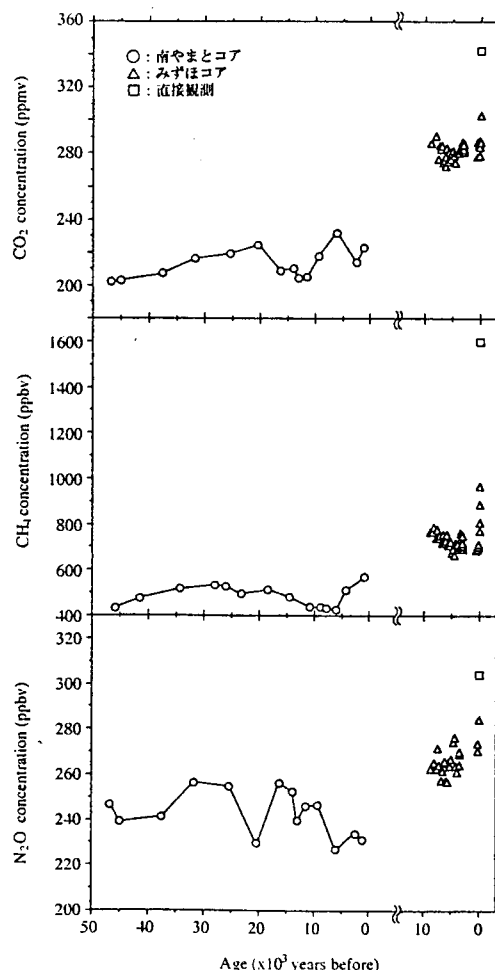


図1 南やまとコアより得られたCO₂、CH₄及びN₂O濃度の変動

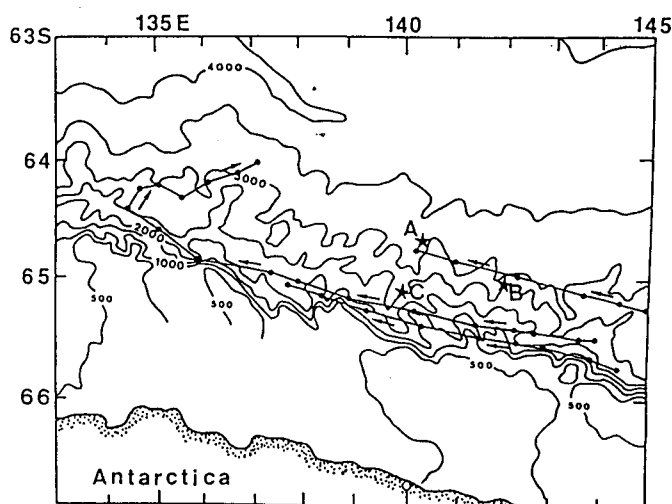
南極発散域における係留観測（序報）

若土正暁（北大低温研）・他共同研究グループ（＊）

南極大陸のまわりを取り囲むように分布する南極発散域は、そこが高温・高塩な深層水の大規模な湧昇域になっていることもあり、南大洋における南北熱・物質輸送で重要な役割を果している。南極気水圏研究グループは、「南極発散域における海水変動と大気・海洋相互作用に関する研究」(研究代表者 若土正暁)の一環として、南極発散域に形成する長径500km規模の海洋渦やその位置に対応して起こるポリニャなどの実態とそれらの変動を調べるために海洋観測の実施を計画した。今回は、発散域の一部に含まれる大陸棚斜面上3ヶ所(第1図)に於いて係留観測を実施した。

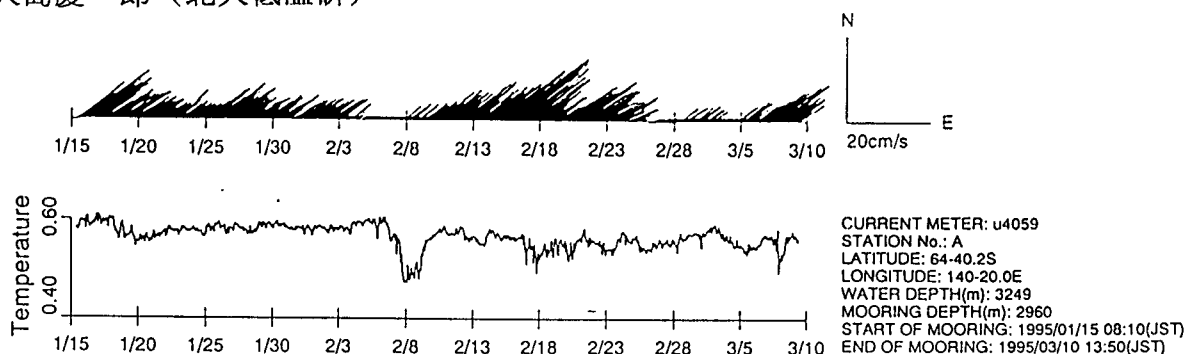
係留系の投入は1995年1月中旬に東大海洋研の白鳳丸船上から行った。A地点の流速計だけは、約40日後の3月上旬に、第36次夏隊によって回収が完了しており、第2図に示すような流向・流速および水温のデータが得られている。また、残り2ヶ所の係留系の回収は、約1年後の1996年3月上旬に、第37次夏隊によって行われる予定である。

＊平 啓介・北川庄司（東大海洋研）、
山内 恭・古川晶雄・牛尾収輝・
福地光男・渡辺研太郎（極地研）、
寄高博行・菱田昌孝（水路部）、
竹内俱佳（電通大）、深町 康・
大島慶一郎（北大低温研）



第1図 ★係留系設置点(A, Jan. 14; B, C, Jan. 17, 1995).

●—●漂流ブイ軌跡(Allison, 1995)平均流速10cm/s.



第2図 流向・流速・水温（水深2960m）の観測データ

南極沿岸海洋場の季節変動機構

大島 慶一郎 (北大低温研)

1. 観測事実と本研究の目的

南極域の海洋の季節変動は、海氷の覆われる冬季の観測がほとんどないためにほとんどよくわかっていなかった。ACRでの、1990-1992年の2年にわたる通年観測によって、昭和基地沖(東経40度)の沿岸域に関して次のようなことが示唆された。① 上層の南極冬季水(低温・低塩・高酸素水)の層厚が秋季に最大、夏季に最低になる。② 秋季に表層の著しい低塩化が起こる。③ 西向きの南極沿岸流の速度が秋季に最大、夏季に最低になる。これらの観測結果(①と③に関して)は、同時期にドイツが Kapp Norvegia (西経13度) 沖で観測した結果と同様なものとなっている(Fahrbach, personal communication)。従って、これらの季節変動は南極沿岸域で周極的に起こっている可能性がある。一方、Nagata et al. (1993)は、昭和基地の潮位変動がやはり秋季に最大、夏季に最低になるとを示している(図1)。南極冬季水の層厚変化による分(図1の Geopotential anomalyに相当)は、潮位変化の振幅の1/4程度しか説明できず、残りは順圧成分によるものと推定される。すなわち、南極沿岸流が順圧的に大きな季節変動をしている可能性がある。地衡流の関係を使うと流量の振幅は20(Sv)程度にもなると見積もられる。

本研究の目的は、これら最近になってわかってきた、南極沿岸域の季節変動を、数値モデル等によって物理的に理解しようというものである。

2. 二層モデル

南極沿岸域では一般に東風が卓越し、その風速は秋季に最大、夏季に最低となる。南極冬季水の層厚の変化は、この卓越風による沿岸へのエクマン輸送の変化によると考えた。すなわち、風が最も強い秋季にエクマン収束に伴う沈降が最大となり、冬季水の層厚が最大となる、と考えた。この場合、夏季に海氷融解によって低塩化した表層水も沿岸域に蓄積されるので、観測された秋季の低塩化とも矛盾しない。ただし、沈降・湧昇現象はローカルなバランスだけでは決まらず、東方から内部ケルビン波的に伝搬してくるリモートな影響

も考慮する必要がある。

そこで、図2に示すような二層モデルを用いて、冬季水の層厚の変化を議論する。今、 $t = 0$ で、西向きの風の応力が τ_i (夏季の代表値) から、 τ_s (秋季の代表値) に変化した場合を考える。風の変化は、観測点($y=0$)より東方 $y=L$ (km)の範囲で一様に生じると考える。長波の内部ケルビン波の速度を c 、reduced gravityを g' とすると、 $y=0$ では $t_i=L/c$ で定常に達し、岸での密度界面の変位 Δh は次のように表される。

$$\Delta h = (\tau_i - \tau_s) * L / \rho / g' / H_i$$

各パラメーターに現実的な値を代入し、観測に基づいて $\Delta h=120\text{m}$; $x=0$ とすると、 $L=1660\text{km}$, $t_i=19\text{days}$ となる。これらの値は、大気場や海底地形の空間一様性のスケール、季節変動という時間スケールと矛盾するものではない。

3. 数値モデル

観測された結果を踏まえ、流速場の変動を含め、南極沿岸海洋場の大気場に対する季節応答機構を明らかにする目的で数値モデル実験を行った。モデルの概要は図3に示す。鉛直方向には10層で、海底地形は平坦とした。水平方向の分解能は、長い時間スケールの応答を見るときは20kmで、岸近くの構造を見るときには5kmのモデルを用いた。南極域では外力となる大気や海水の情報が十分でないことが一つ問題となる。本研究では外力に関しては以下のようにした。

風の応力に関しては図3に示すような正弦型のもを、その季節変動は図5の左端に示した様な形で入れた。海氷の効果は、その融解・成長に伴う塩分のフラックスとしてのみ取り入れた。熱に関しては、緯度方向及び季節による変化も考慮に入れた restoring 型のものにした。

数値モデルから示唆されたことを簡単にまとめると次のようになる。

- ① 密度成層が小さいため、流れは定常成分も季節変動成分も順圧的である(図4a)。
- ② 沿岸流の季節変化の大部分は、風の場の強弱に伴う gyr 全体の $sp^{\circ} \nabla \eta^{\circ} \cdot sp^{\circ} \nabla \eta^{\circ}$ (順圧ロスビー波としての応答) によるものと考えられる(図5)。

③沿岸域では、東風による岸でのエクマン収束により、冬季水が厚くなる(図4b)。その層厚の季節変化は、概ね、上述した二層モデルで示した機構となっている。

外力の評価には問題が残るが、数値モデルで示された結果は観測結果と定量的にもだいたいあっている部分が多く(潮位の振幅、沿岸での沈降水量、沿岸域での流速など)、季節変動の本質的な部分は以上のような理解でよいのではと考えている。

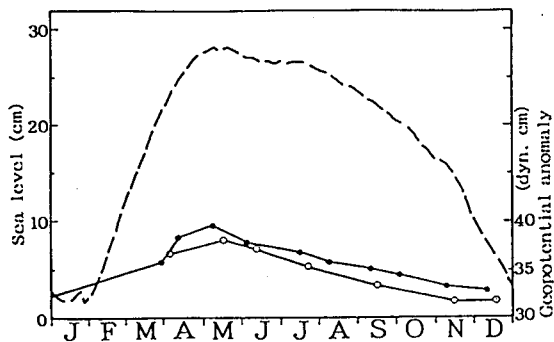


図1：潮位(破線)とGeopotential anomaly(実線)の季節変動

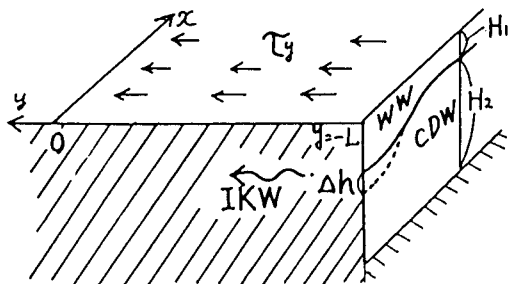


図2：二層モデルの模式図

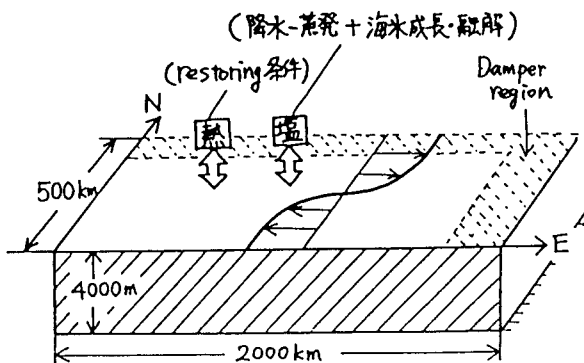


図3：数値モデルの模式図

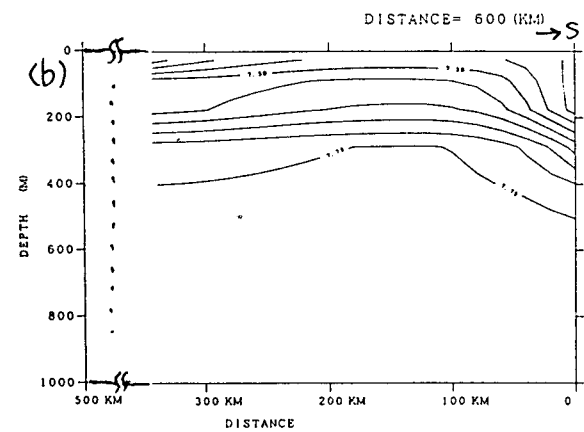
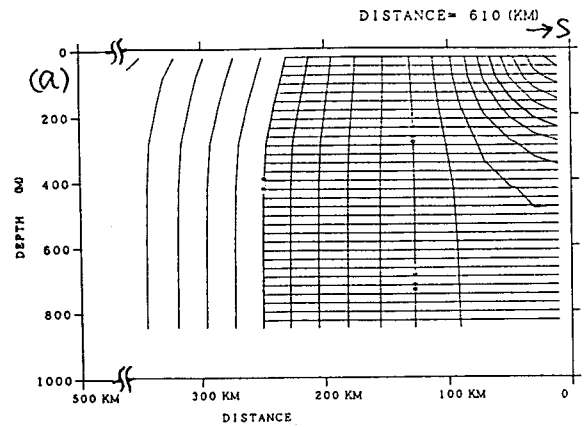


図4：数値モデルの結果、子午面断面における (a) 流速東西成分と (b) 密度の分布

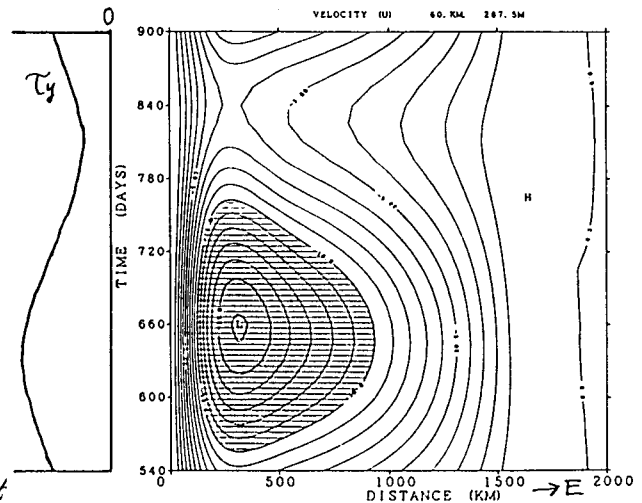


図5：数値モデルの結果、岸から60kmの緯度帯での流速東西成分のXTダイアグラム

海氷・海洋結合モデルを用いた氷縁域の数値実験

深町 康 (北海道大学低温科学研究所)

1. はじめに

氷縁域 (Marginal Ice Zone) は密接度の大きい海氷域と開水域の間に存在する水平スケールが数 10 から 100 km 程度の海域である。この海域では大気・海洋間の風応力や熱の伝達過程への海氷の影響が、大気・海氷・海洋間の相互作用を介して、氷縁付近での湧昇や沈降、フロントや渦など中規模現象の形成、海氷の生成と融解、混合層の変質などをもたらす。本研究では簡単な海氷・海洋結合モデルを用いて、海氷の融解期における氷縁域について考察した。

2. モデル

モデルとしては、McCreary *et al.* (1991) の熱力学過程を含む 1 層半の海洋モデルに、Häkkinen (1986) の力学過程と Häkkinen (1987) の熱力学過程を含む海氷モデルを結合したものを用いた。図 1 にこのモデルの断面を模式的に示す。このモデルでは、海洋上層の密度は大気からの熱フラックス、海氷の融解および下層からのエントレインメントに伴う熱塩フラックスにより変化している。また、海氷の厚さは一定としているので、その融解は密接度のみに反映される。

モデル計算は 50×50 km の領域で行い、その分解能は 1 km とした。また、東西の境界では周期条件を、南北の境界では開放条件を用いた。大気、海氷、海洋の初期値は、融解期の南極海における観測値に基づいて、低温・低塩の上層と高温・高塩の下層を設定し、図 2 (a) に示すように 20 km の幅で密接度が 0 から 80 % まで変化する氷縁域を考えた。この氷縁域において、密接度の空間的変化に起因するエクマン発散を生じるような図 2 (b) に示す風応力と大気からの熱フラックスを与えて数値計算を行った。

3. 結果

風応力と大気からの熱フラックスに対する応答として、氷縁付近ではエクマン発散を補う下

層からのエントレインメントによる高温化と海氷融解による低塩化が最も盛んとなった。結果として 30 日後には、氷縁付近と南側の開水域の間に強い密度フロントとこれに伴う西向きジェットが形成された。

この西向きジェットの領域に 30 日から 30.5 日の間に図 2 (b) に示したものに加えて、時間的・空間的にランダムで、振幅の小さな風応力を与えてやると、波動状の中規模現象が成長し、40 日後には図 3 に示すようになった。ここでは、この中規模現象に伴う南北流によって、高塩水が南から北へ移流されている。また、氷縁の形が東西方向に波状に変化している。

モデルを簡略化して力学過程のみを考慮した場合には、このような中規模現象は形成されなかった。このことは、氷縁付近で見られる中規模渦などの現象の形成には熱力学過程が重要な役割を果たしていることを示唆している。

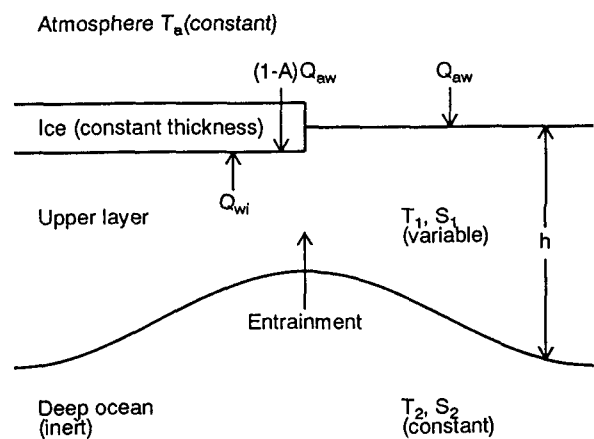


図 1: 海氷・海洋結合モデルの断面図。図中の Q_{aw} と Q_{wi} はそれぞれ大気・海洋間と海氷・海洋間の熱フラックスを、 A は海氷の密接度を表わす。

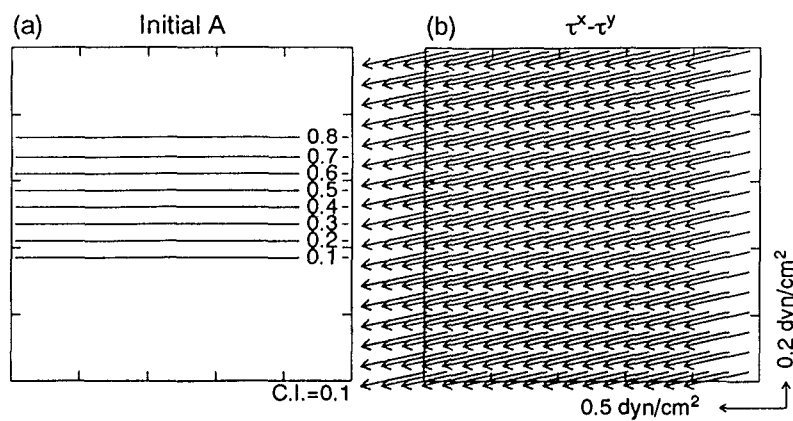


図 2： (a) 初期の海水の密接度、(b) モデルに与えた風応力。

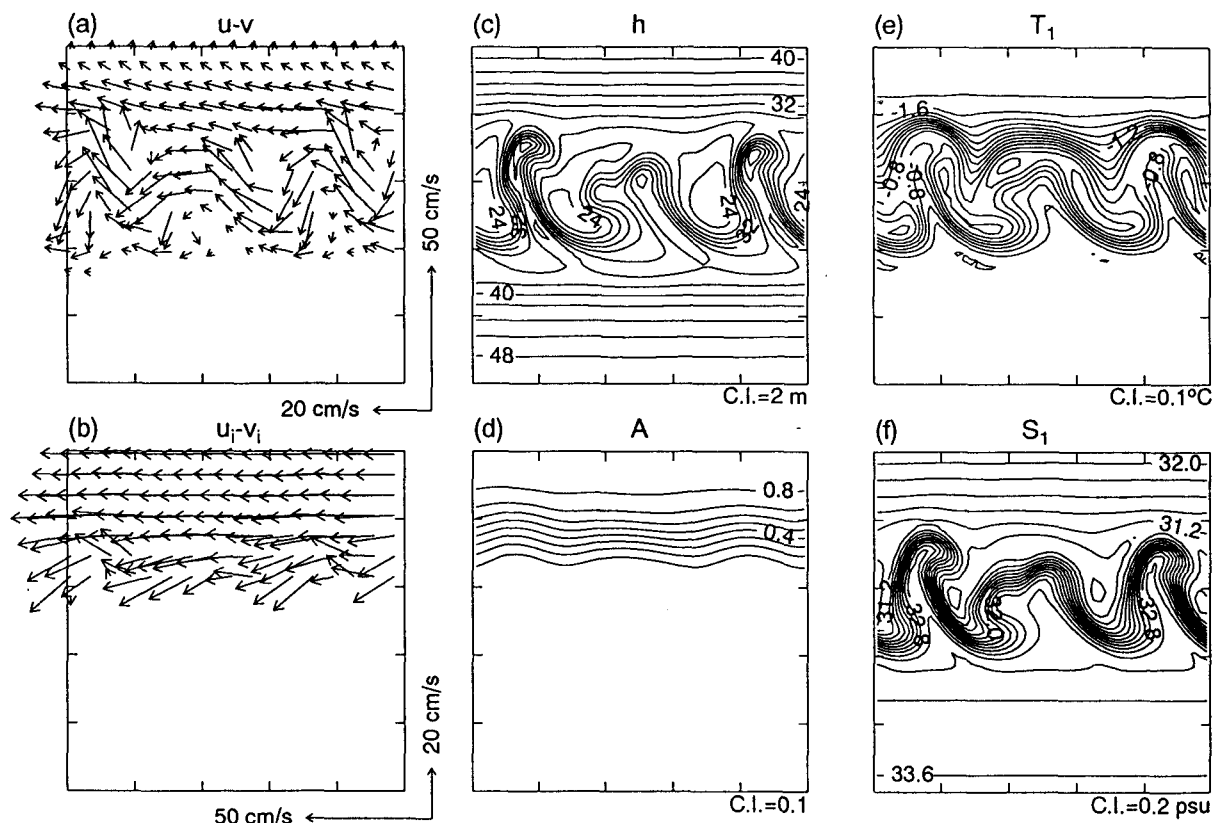


図 3： 40 日後における (a) 海洋上層の流速、(b) 海氷の流速、(c) 海洋上層の厚さ、(d) 海氷の密接度、(e) 海洋上層の温度、(f) 海洋上層の塩分。

MELTING OF A HORIZONTAL ICE SHEET FLOATING ON SALT-STRATIFIED WATER

Wladyslaw Rudzinski and Masaaki Wakatsuchi

INSTITUT OF LOW TEMPERATURE SCIENCE
HOKKAIDO UNIVERSITY
SAPPORO, 060, JAPAN

When a horizontal ice sheet melts while floating on salt-stratified water with a salinity at the surface greater than 25 ‰ at a uniform temperature, a layered structure is formed. It has been revealed experimentally that the heat transfer to the ice takes place in the following regions. Just beneath the ice, there is a salinity boundary layer across which a mean temperature and salinity strongly change near linearly (molecular heat conduction region). Below the salinity boundary layer, there is an outer convective boundary layer with a homogeneous salinity but a smaller temperature gradient. And finally, beneath the boundary layers, there is a double-diffusive regime consisting of series of convective layers of uniform properties separated by thin interfaces across which there are large changes in temperature and salinity. The depth of the layers strongly depends of the initial condition of water. The melt rate of the ice is determined by the water temperature, the surface salinity and initial salinity gradient. A higher temperature and a smaller salinity gradient cause a larger melt rate. The double-diffusive region formed under the boundary layers inhibits the heat transfer to the ice and results in the smaller melt rate than that observed when ice melts in non-stratified water. The result obtained here are helpful in understanding of the fundamental processes of the heat transfer and melting of both glacier (ice shelves and icebergs) and sea ice (pressure ridges) in the polar oceans.

オホーツク海海水の起源

浮田基郎・田中教幸・河村俊行（北海道大学）

はじめに

北半球における海水の南限であるオホーツク海南西部は、季節海水域の結氷・融解過程を考える上で非常に興味深いモデル・ケースとして捉えることが出来る。この海域では通常1月から3月にかけて広く海水が存在し、その結果、海水は結氷・融解・移流などの諸過程を通して大気-海水-海洋間の相互作用にたいして影響を及ぼすと考えられる。しかしながらこれらの物理過程を考える上で大事な海水の起源については、ほとんど理解されていないのが現状である。例えば海水の生成が此の海域で起きている場合と他の海域で起き移流によって輸送されてくる場合では、海洋構造、特に塩分収支に対する海水の役割に違いが出る。又海水が海水起源に依るものか、もしくは積雪起源であるかによっても塩分収支は違ったものになる。この様に大切な海水の起源、即ち此の海域の海水が何時、何処でどの様にして生成されたかを調べる1つの方法として、海水のサンプルの構造及び同位体比を直接分析する事が考えられる。本研究では、今年度1月末から2月にかけて海上保安庁の巡視船そうやの協力を得て行われた海洋・海水観測中に取得した海水のサンプルの分析結果についての報告を行う。

分析

オホーツク流水帯が北海道沿岸に着岸する時期に氷縁部で採取された厚さ約25cmの海水サンプルについて、薄片の作成を行いその構造を調べた。又比重・塩分・ $\delta^{18}\text{O}$ の測定を多層において行いそこから鉛直分布を得た。又参考にするために、北海道のオホーツク海沿岸の塩湖であるサロマ湖から採取された起源のより明確な海水のサンプルについても同様な分析を行った。

結果と考察

オホーツク海で採取されたサンプルについては、鉛直方向に対しての明らかな構造は見られなかった。上層部において比重及び塩分の極少層があり、そこから下では共に比較的一様な分布を示した。又比重及び塩分の間はかなり強い正の相関が見られた。これらの事実は上層部分が積雪起源である可能性を示唆している。これに対し $\delta^{18}\text{O}$ の鉛直分布は、中層において低い値（-2.4パーミル）が観測され、上層・下層になるにつれて高い値が測定された。さらに実際の値としては全体的にかなり高い値（-2.4 から -1.2 パーミル）が測定された。更にサロマ湖で採取されたサンプルの積雪部分の $\delta^{18}\text{O}$ の値が約 -10.0 パーミルである事実と比較あわせると、此の海水の起源が海水でありなお生成場所は採取地点より北方であると推定される。この場合比重及び塩分の極小層から示唆される積雪起源の仮定と相反する。今後此の点をはっきりする為に近傍で採取されたもう1つのサンプルの分析を予定している。

JARE35 内陸旅行中の気象観測

田口 雄二・稲川 譲（気象庁）

1. はじめに

35次隊では、南極氷床深層掘削計画に関連して、越冬期間中に3回の内陸旅行を行った。各々の旅行について、最低1日1回の気象観測を実施した。観測方法は、スリング式温度計、ベアリングコンパス、携帯型三杯風速計を用いて、気温、風向、風速を測定し、天気、視程、雲量、雲型については目視により観測した。また、キャンプ地、ドームFでは、アネロイド気圧計、通風式白金抵抗温度計、接点式三杯風速計を用いて、10分毎にデータロガーによりデータを取得した。以下にその観測結果を報告する。

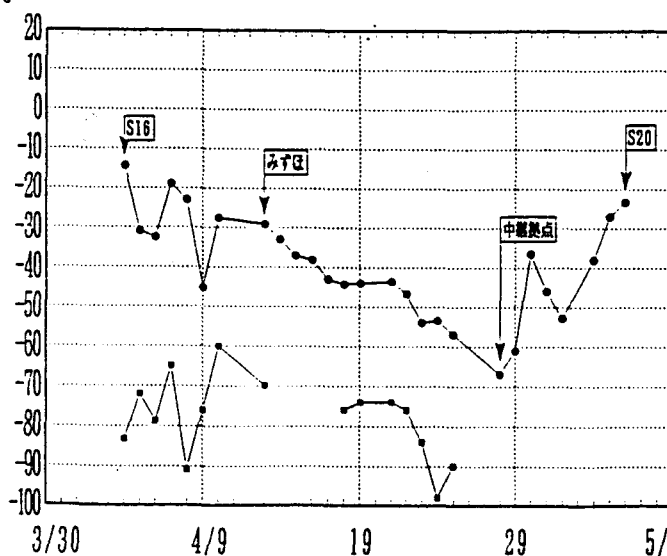
2. 観測結果

秋中継拠点旅行(1994.4.4~5.7)及び春中継拠点旅行(1994.8.20~9.19)では、ともに中継拠点で、 -60°C を下回る気温を観測している。

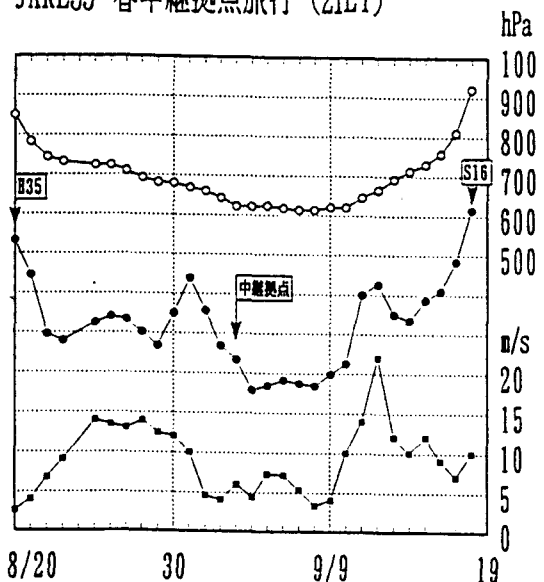
夏のドームF観測拠点基地建設期間中(1994.11.21~1995.1.21)は、概ね風は弱く数 m/s 以下の日が多かった。

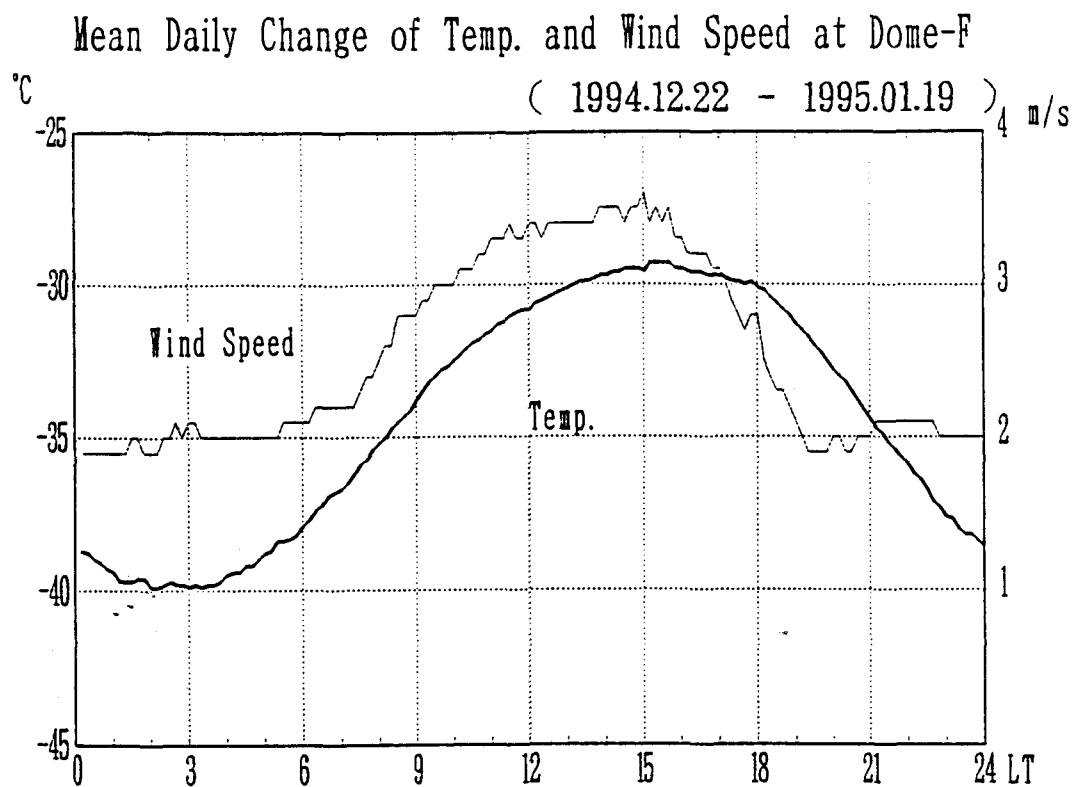
1994年12月22日~1995年1月20日の約1カ月間にわたり、気圧、気温、風速を10分毎に観測した。その結果、風速に日変化があることが観測された。夜間の風は弱くこの期間の平均で、約 2m/s の風が吹き、06LT頃からやや強くなり始め、15LT頃に最も強くなる。風向については、時刻による違いは、はっきりせず、北東風が卓越していた。

JARE35 秋中継拠点旅行 (21LT)

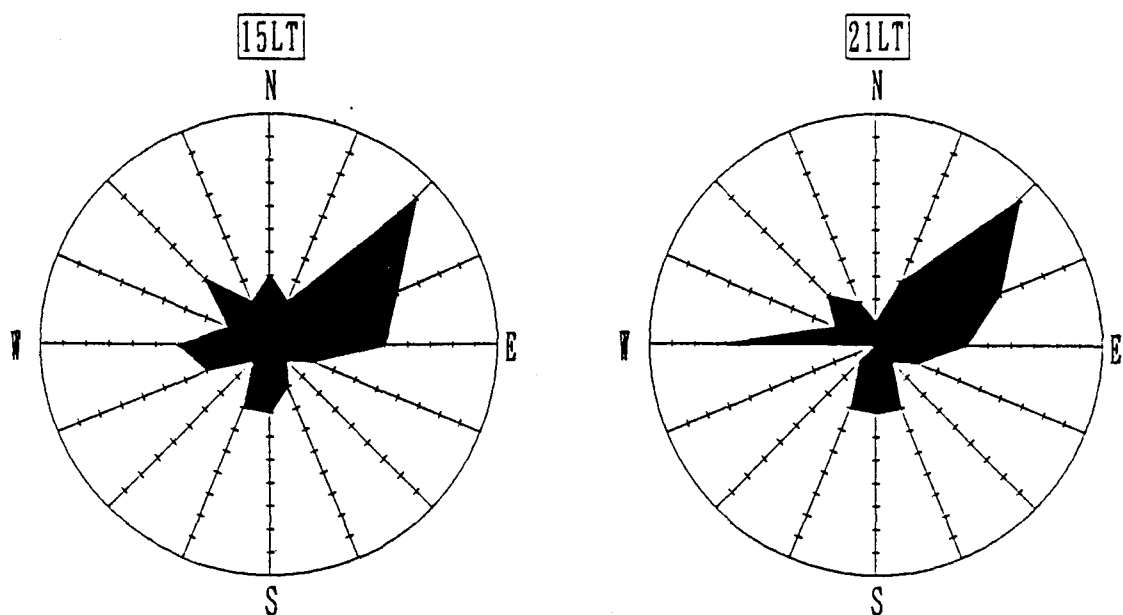


JARE35 春中継拠点旅行 (21LT)





Distribution of Wind Direction at Dome-F
(1994.11.21-1995.01.20)



東南極氷床ドームFにおける夏期の 昇華蒸発・凝結量と熱収支観測

白岩 孝行（北大低温研）、田口 雄二（気象庁）、斎藤 隆志（京大防災研）、
庄子 仁（北見工大）、横山 宏太郎（北陸農試）、渡辺 興亜（極地研）、
榎本 浩之（北見工大）、兒玉 裕二・竹内 由香里（北大低温研）

1. はじめに

JARE35では、ドームF観測拠点建設のため、ドームFに1994年11月下旬から1995年1月中旬まで滞在する機会を得た。この期間、ドームFにて昇華蒸発・凝結量と熱収支観測を行い、南極氷床の内陸部における質量収支に関する予察的なデータを得たので報告する。

2. 観測方法

昇華蒸発・凝結量に関しては、4種類（A:スチール製底付き、B:アクリル製底付き、C:スチール製底網、D:アクリル製底網）の蒸発パンに、構造を乱さないように積雪を充填し、この質量を1日朝夕2回測定した。また、1日1回、表面～1cm深の積雪を採取し、酸素同位体比を測定した。

熱収支観測については、全天日射、雪面反射、放射収支、風速、気温、雪温プロファイルの観測を行い、放射収支量 Q_{NR} 、雪中熱伝導量 Q_C を求めた。湿度の測定を実施できなかったため、潜熱フラックス Q_L は、実測した昇華蒸発・凝結量から求め、残差を顕熱フラックス Q_S とした。

3. 昇華蒸発・凝結量

第1図に、1994年12月1日～1995年1月18日にかけて測定した半日毎（黒塗記号は18:00-06:00、白丸は06:00-18:00の測定値）の昇華蒸発・凝結量を示す。夜半日は質量変化がないか、あるいは約 $2\text{mg}/\text{cm}^2/12\text{h}$ 程度の凝結が生じている。一方、日中の半日は期間を通して昇華が卓越し、最大 $10\text{mg}/\text{cm}^2/12\text{h}$ に達した。

第2図には同期間における積雪表面の酸素同位体比の変化を示す。図では明らかに $\delta^{18}\text{O}$ 値が時間が経つにつれ大きく

なっていく傾向が示されている。このデータには、地吹雪によって二次堆積した積雪のサンプルも含まれているため、昇華蒸発による影響だけを論ずることはできない。しかし観測期間の降雪がきわめてわずかであったことを考慮すると、昇華蒸発による影響が大きいことを示唆していると思われる。

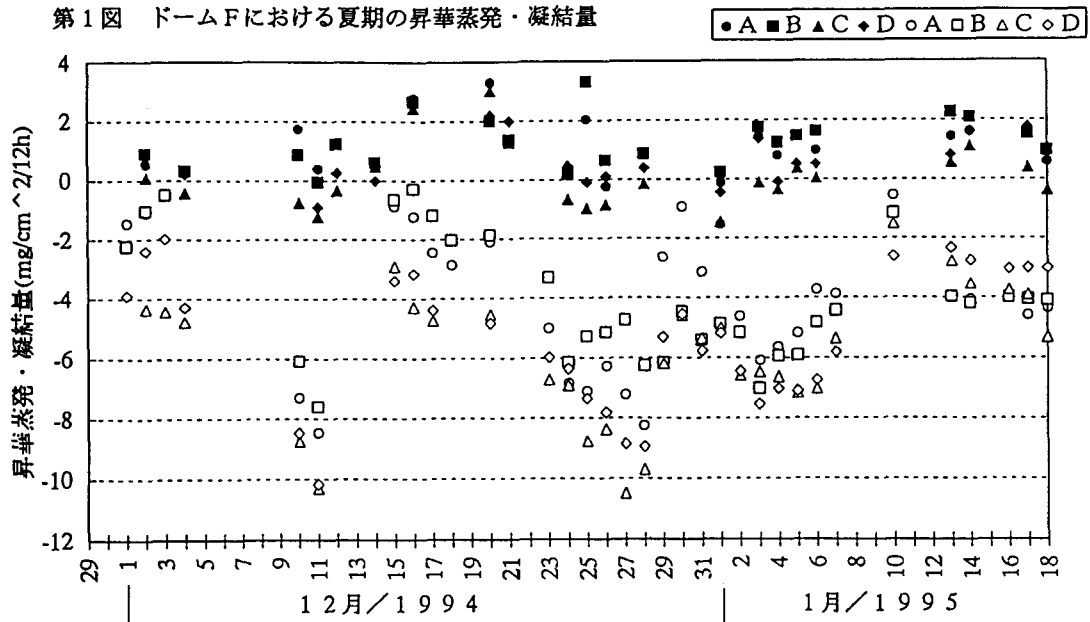
4. 熱収支

第3図に観測期間の1日毎の熱収支を示す。 Q_L を算出するにあたって用いた1日の昇華蒸発・凝結量の測定値は、地吹雪などの理由により、得られた日が限られている。従って、熱収支項に Q_L 項が含まれていないからといって Q_L が無かったというわけではない。

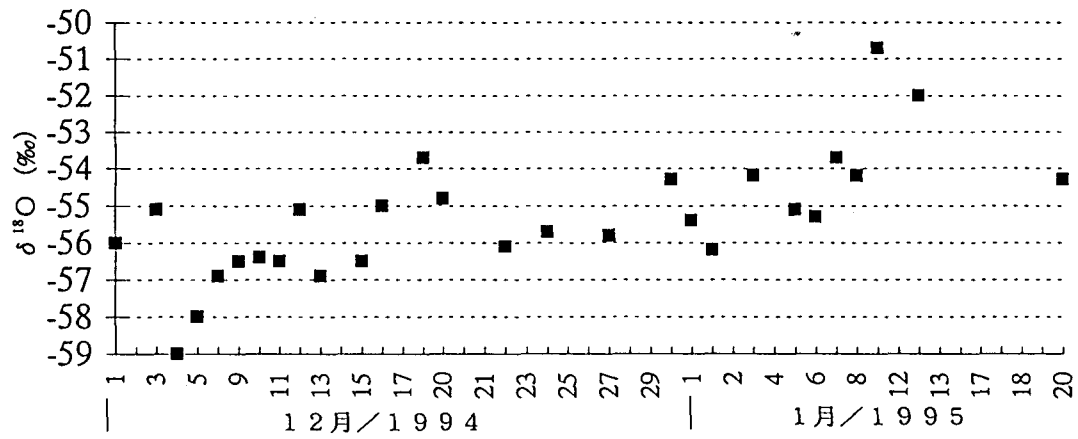
観測期間における各項の平均値は、 $Q_{NR}(12\text{W}/\text{m}^2)$ 、 $Q_C(-4\text{W}/\text{m}^2)$ 、 $Q_L(-1\text{W}/\text{m}^2)$ 、 $Q_S(-7\text{W}/\text{m}^2)$ であった。これは、夏期のドームFでは、放射収支によって雪面にもたらされる熱の大部分が積雪の昇温と大気加熱に使われ、一部が積雪表面の昇華蒸発に使われることを示している。

なお、発表当日は、気温と風速のデータから顕熱フラックス Q_S について考察するとともに、昇華蒸発・凝結の日サイクルや積雪表面温度なども論じる予定である。

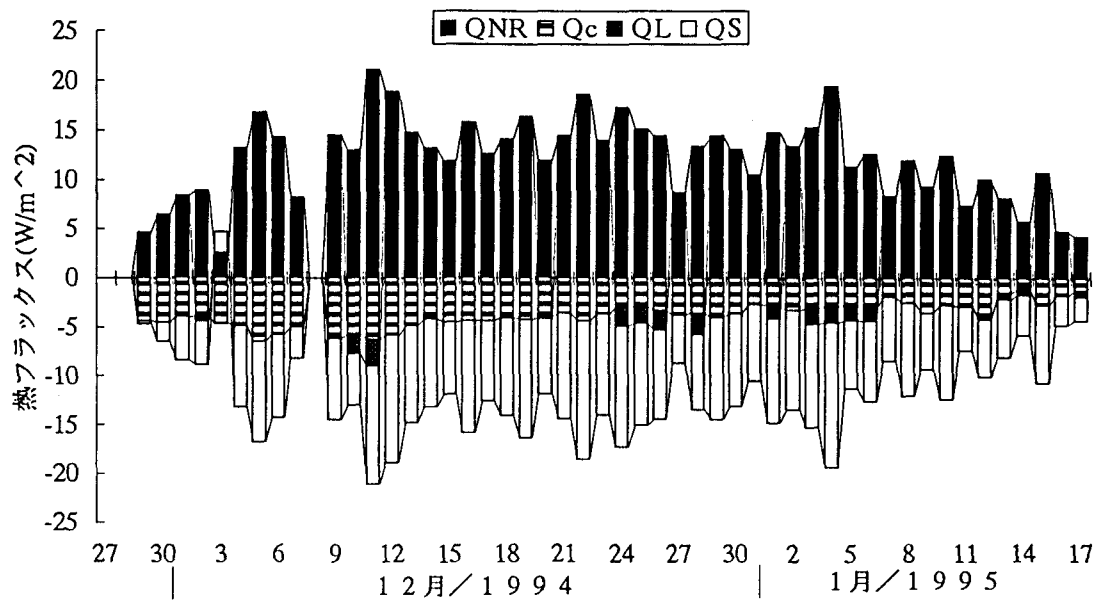
第1図 ドームFにおける夏期の昇華蒸発・凝結量



第2図 ドームFにおける積雪表面の酸素同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) 時系列



第3図 ドームFにおける夏期の熱収支



ドームふじ～昭和基地ルートにおける無人気象観測 1994年の観測結果

榎本浩之¹、本山秀明²、白岩孝行³、斉藤隆志⁴、亀田貴雄¹、古川晶雄²、高橋修平¹、渡辺興亜²
(¹北見工大、²極地研、³北大低温研、⁴京大防災研)

1. はじめに

昭和基地～ドームふじ間に展開した無人気象観測装置による観測について発表する。データロガーを使った無人気象観測装置は、34次隊でドームふじ、中継拠点、みずほなどに設置され、そのうち中継拠点、みずほ及びS25の第1回目のデータ回収はその観測年のうちに行われた。ドームふじのデータ回収は、35次隊によって行われ、一部センサーの不調があったものの通年のデータが記録されていた。これは南極大陸上の最高観測点所での初めての通年記録であると思われる。また、数少ないドーム地形上の観測結果と言える。ドームふじのデータから、大陸斜面上とは異なった特性が明らかになってきたので報告する。

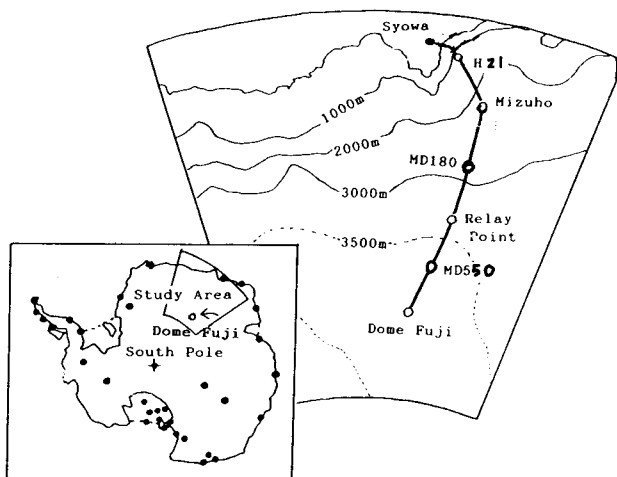


図1 観測地点の分布

2. 観 測

観測点の配置を表1及び図1に示す。1994/95の夏には、35次と36次隊によって新たに観測装置が設置されたので現在6点で観測中である。使用したデータロガーは国内での低温テストで-82度までは作動する事を確認し、また低温環境に合わせてバッテリーを補強したものである。

表1 観 測 地 点

3. 結 果

a) 気 温 (図2、3)

ドームふじにおける1994年の最低気温は-78.1℃、平均気温は-52.0℃であった。2年のデータがある中継拠点では最低気温と平均気温は、1993年は-70.5℃と-47.3℃、1994年は-69.2℃と-49.4℃であった。1994年は昭和基地でも暖冬であり、内陸でも最低気温は高かったようである。ドームふじ、中継拠点ともに冬季の急激な昇温現象が見られる。この後、気温は徐々に下がっていくが、中継拠点では40日ほどかけて40度下がる様子が見られる。ドームでは短周期の気温変化が見られる。この冷却率はみずほとくらべ非常に大きい。また、長期間冷却傾向が持続したのが、1994年の特徴と言える。1993年の中継拠点ではしばしば昇温がおきていた。

| 地 点 | 標 高(m) | 要 素 | 期 間 |
|-------|--------|-----------------|---------|
| H 2 1 | 979 | Ta, V | 1995.1- |
| みずほ | 2230 | Ta, V | 1993.1- |
| MD180 | 2848 | Ta, V | 1995.1- |
| 中継拠点 | 3300 | Ta, Ts, V, D, R | 1993.1- |
| MD550 | 3538 | Ta, V | 1995.1- |
| ドームふじ | 3810 | Ta, Ts, V, D | 1994.1- |

Ta: 気温, Ts: 雪温, V: 風速, D: 風向, R: 全日日射

b) 風

ドームふじで特徴的なのは、風向の不定性である。大陸沿岸部を大規模な擾乱が通過する際の風向変化と見られる、E-N-W-S-Eという風向変化が通年で見られた。その例を図4に示す。この風向一定性(constancy)は、0.22で非常に小さい。これは、大陸周辺の島などでの値に近い。このような風向の回転は1993/94の夏のドーム滞在中にも見られた。このドーム旅行の際にカタバ風域で見られる風向の一定性が急減する地域は、旅行の往路、復路とも標高3700m付近(ドームより100kmほど)であった。これには時間変化と空間分布が重なっており、偶然一致したのかもしれないが、この地域は表面傾斜が変わる地点(基盤には山塊がある)であり、また、衛星観測(Seko, 1992)で見られる風系の始まりも3500m以上と言うことでほぼ一致している。さらに、資料を増やし、斜面風の発生域について検討する予定である。

風速については、ドーム、中継拠点とも測器の不調から欠測期間が長かったが、ドームでは冬季少なくとも12.7m/s以上(瞬時値)の風が吹いたことが記録されている。このときの風向は東～北の間で変化したことが記録されている。1993年12月には、昭和基地をブリザードが襲ったが、この際にドームふじでも最大風速10.2m/s(10分平均)が吹いたが、このときの風向はNNEであった。年間の卓越風向は顕著ではないが、強風時の風向は北寄りと言えるかもしれない。

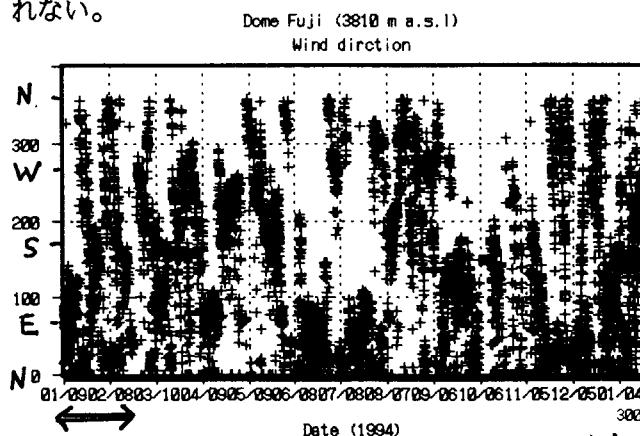


図4 ドームふじの風向(1994年)

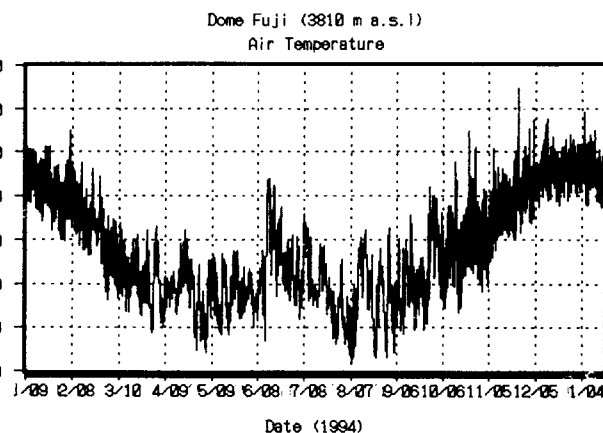


図2 ドームふじの気温(1994年)

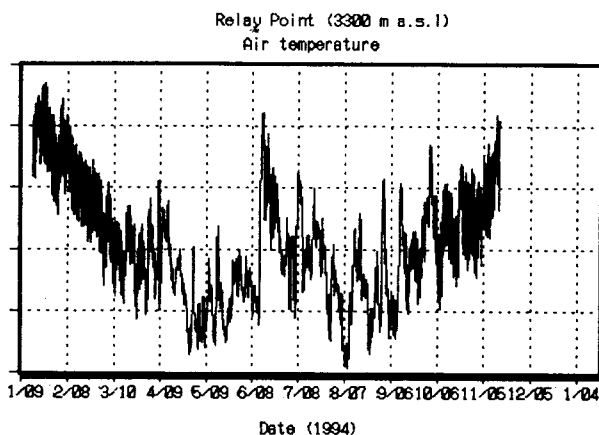
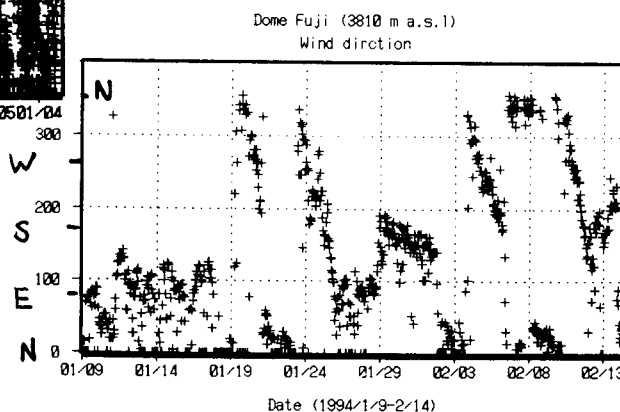


図3 中継拠点の気温(1994年)



冬季の総観規模擾乱に伴う南極昭和基地の昇温現象について

内藤望（名古屋大学大気水圏科学研究所）・村松久史（京都大学防災研究所）

1. はじめに

冬季南極地域の地上気温は10日前後の周期帯において激しい変動を見せている。この気温変動の空間的なスケールは、水平スケールが500km以上、鉛直スケールは少なくとも対流圏中層までは顕著に確認でき、急激な昇温と緩やかな降温という特徴的なサイクルも見られる。

従来の研究によって、この気温変動は総観規模擾乱に伴うものであることが知られており、接地気温逆転の破壊および再形成や顕熱水平移流の寄与等が指摘されてきている。今回この気温変動のうちの昇温過程に注目し、その昇温幅に対する上記2点の寄与の具体的な見積を試みたのでその結果を発表する。

2. 使用したデータと昇温イベントの選定

JARE34（主観測年1993年）の昭和基地定常気象観測データ（地上観測、高層ゾンデ観測）を中心に、内陸のみずほ、MD364における無人地上気象観測データも使用した。

冬季半年間で、昭和基地地上気温がおよそ20K以上上昇し、かつ内陸2地点においても同様の昇温が顕著であった昇温イベントを11例選定し、この11例の期間について解析を行った。（図1参照）

3. 解析結果

前記11例の昇温イベント前後の昭和基地の気温鉛直プロファイルをそれぞれ合成して比較した結果、平均21.8Kの昇温幅（地上）に対して、平均8.2Kは接地気温逆転が擾乱に伴って破壊されたことによる寄与であることが示された。（図2参照）

また温度風の関係式を用いて高層の顕熱水平移流の効果を見積った結果、昇温時には暖気の移流が活発化し昇温に寄与していることがわかったが、移流の効果は実際の昇温幅よりもかなり大きい値を示した。この差は放射冷却に加えて鉛直上昇流による断熱膨張の冷却効果によるものと考えられ、その上昇流の大きさはおよそ0.3~0.9cm/s程度と見積られた。

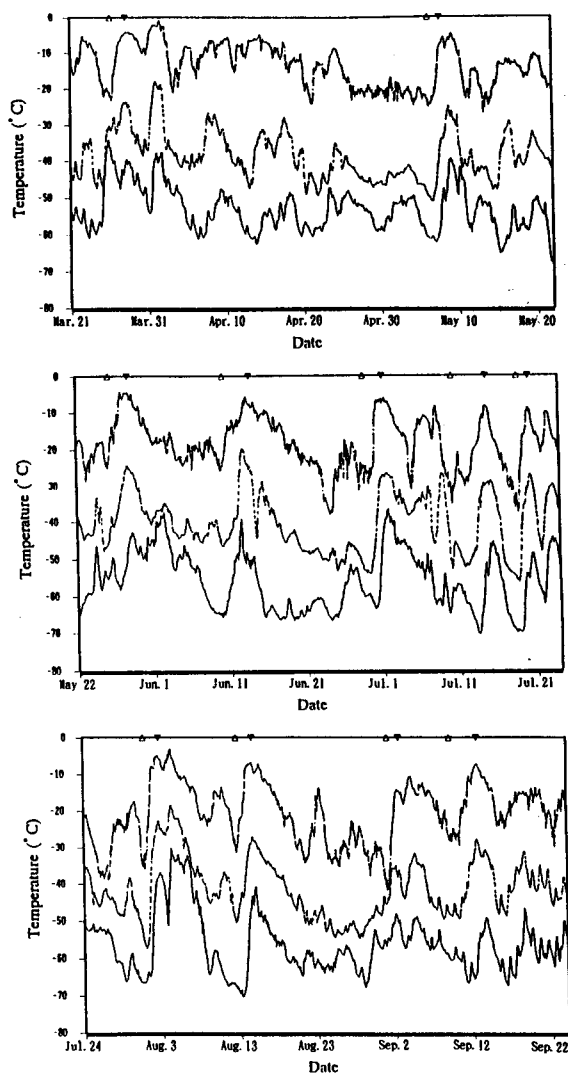


図1. 冬季(秋分~春分)の昭和(最暖)、みずほ、MD364(最寒)における地上気温と11例の昇温イベント(上枠に前:▲、後:▼で記入)

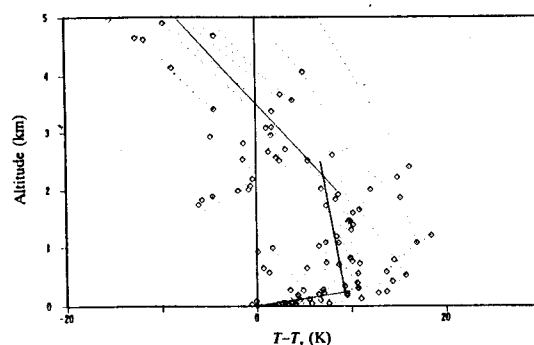


図2. 昇温前の昭和基地気温鉛直プロファイル合成図と回帰直線 (x座標は地上気温との差)

昭和基地で観測された紫外域日射

居島修・高尾俊則（気象庁）

1. はじめに

1993年および1994年に昭和基地において、1年を通じた紫外域日射観測を行った。1993年について昭和基地とつくばの観測値の比較などから、オゾン・太陽天頂角・天気をパラメータとして、B領域紫外域日射量を予想するための統計モデルを作成した（高尾他、1995）。

これによる統計モデルは以下の通りである。

$$UV = a \times \cos Z \times 10^{-b\mu\Omega - c\mu}$$

UV：UVBの1時間積算値(KJ/m²)

Z：太陽天頂角

μ ：オゾン層を通過するUVBの大気路程

Ω ：大気中のオゾン量（オゾン全量）

係数a、b、cは統計によって求めたもので、aは天気による紫外線の強度および地面反射の効果を示しており、b=0.0011はオゾン変動の大きい日のデータから決定した値である。c=0.09はbを決定した後、UVの μ 依存性が小さくなるように選んでいる。天気・期間に分けて決定したaを以下の表に示す。

| 年 | 場所 | 期 間 | a | |
|----|-----|--------------|------|------|
| | | | 快晴 | 曇 |
| 93 | 昭和 | 1月1日～2月20日 | 26.4 | 20.4 |
| | | 2月21日～12月31日 | 29.0 | 26.2 |
| 93 | つくば | 1月1日～12月31日 | 16.2 | 8.6 |

1993年は、昭和基地では夏期間の地面反射量の減少によって紫外線はそれ以外の期間に比べ減少していると思われる。同じオゾン全量の日々のUVB量について、昭和基地とつくばとの比較を第1図に示す（高尾他、1995）。第1図より昭和基地では天気による差が小さいことが分かる。

2. 1994年の結果

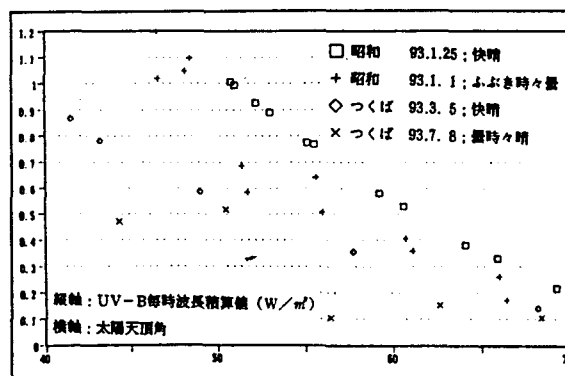
天気・期間に分けて決定したaを以下の表に示す。1994年は季節による違いは見られなかった。

| 年 | 場所 | 期 間 | a | |
|----|----|--------------|------|------|
| | | | 快晴 | 曇 |
| 94 | 昭和 | 1月1日～2月20日 | 28.8 | 24.4 |
| | | 2月21日～12月31日 | 27.3 | 23.9 |

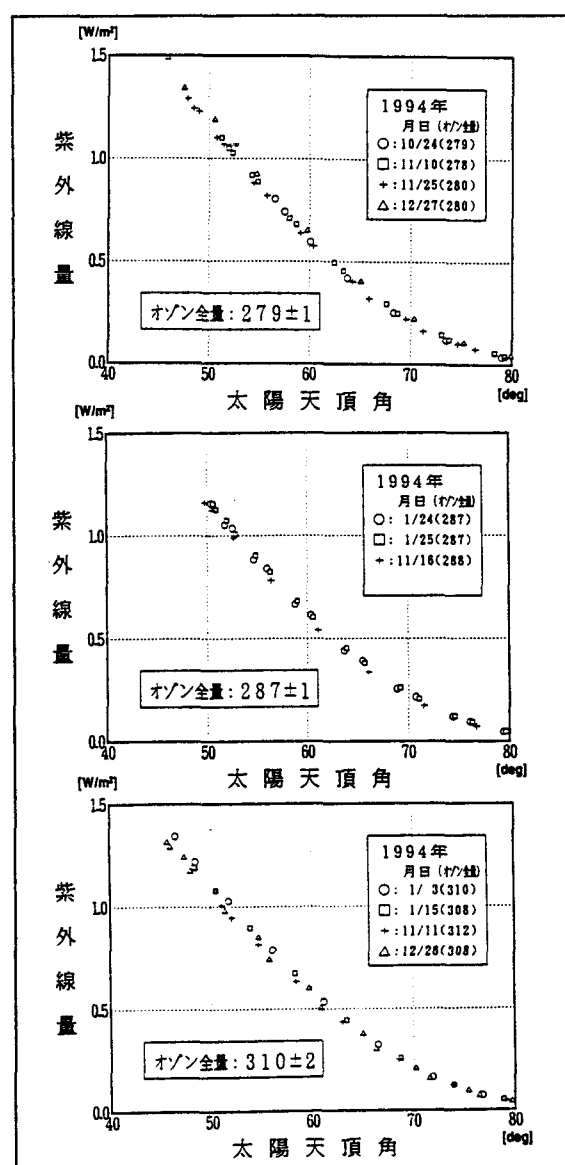
1994年の昭和基地における快晴時の同じオゾン全量での紫外線量の比較を第2図に示す。第2図より10月下旬から夏期間において紫外線量に違いがないことが分かる。

3. まとめ

1993年と1994年の結果から、年により雪面の状態が変わり反射量も異なることが分かった。今後は雪面の状況の把握や波長帯に分けて雪面反射を考察したい。



第1図：同じオゾン全量(300DU)の日のUVB比較



第2図：昭和における同じオゾン全量の日々のUVBの比較

南極ハレー基地での吹雪観測 (STABLE 1991)

西村浩一、根本征樹 (北大低温研) J. C. King (BAS),
S. D. Mobbs (Leeds Univ.), J. C. R. Hunt (Met. Office, U. K.)

British Antarctic Survey (BAS) が南極のハレー基地で実施している STable Antarctic Boundary Layer Experiment (STABLE) は、その名が示すとおり安定状態の境界層の構造解明をめざすプロジェクトである。吹雪データの収集も主たる項目のひとつで、各種観測結果と比較により吹雪の数値モデルの精度を向上が検討されているほか、吹雪層からの昇華蒸発量つまり水蒸気フラックスを見積もり、それが地球規模の気候システムに及ぼす影響評価も試みられている。

ハレー基地の32mタワーには、図1に示すように風向・風速計、静電容量式湿度計、白金抵抗温度計のほか Snow Particle Counter (SPC) が5高度に設置され、通年にわたって10秒毎のデータ収集が行われた。図2に観測結果の一例を示すが、これらの情報を解析することで、定常状態における吹雪と境界層内の気象要素との関係、また両者の構造変化にともなう自己調節機能、さらには吹雪の発生段階や終息時など非定常時の両者の応答特性に関する多くの知見が得られる。こうした実測データに風洞実験の結果を組み合わせることで、これまで別々に議論されてきた粒子跳躍層と浮遊層について、その遷移領域を含めた統合した議論も可能となると考えられる。

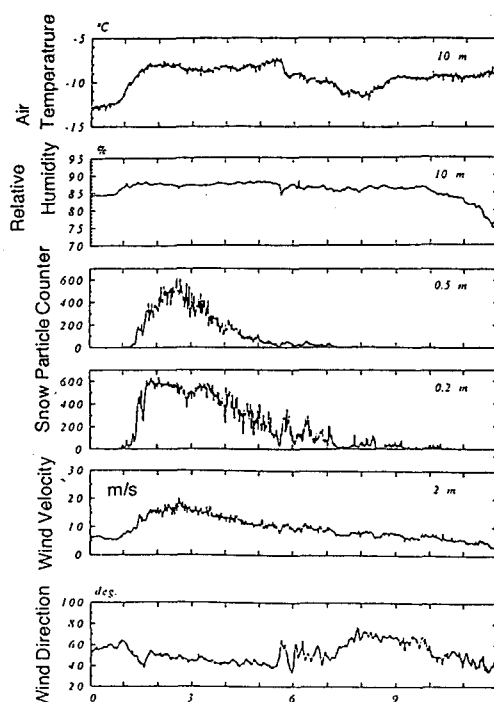
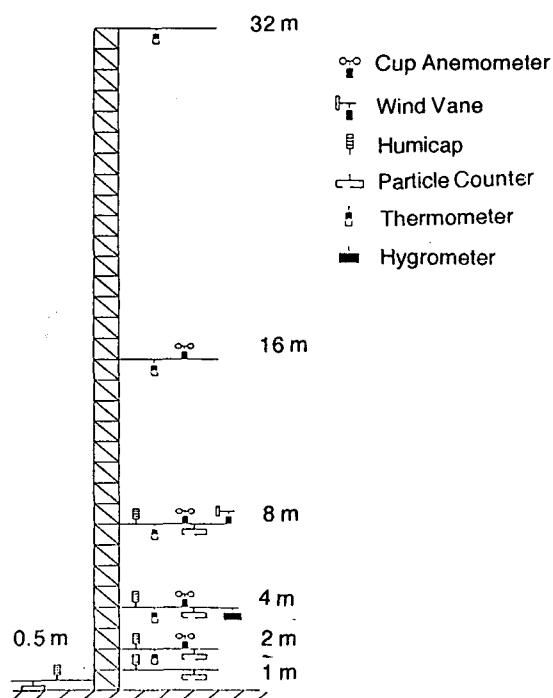


図1 気象観測塔に設置された各種観測機器

図2 1991年6月17日の観測結果

気象レーダの新しい解析法による高さ毎の降水強度の推定（5）

畑中 雅彦, 木村 慎也, 吉田 豊（室蘭工業大学）

和田 誠, 平沢 尚彦（国立極地研究所）

1. はじめに

我々は、1988年昭和基地上空において観測された気象レーダデータの解析を行ってきた[1]。これまでの解析では地上で計測された降雪の粒径分布[2]をそのまま上空に適用していたが、今回は、西辻らの降水粒径分布モデル[3]を利用して、地上での粒径分布に基づいて上空の粒径分布を想定し、観測されたレーダデータから各高度における降雪強度の計算を行った。また、この結果を従来の解析結果と比較することにより、想定した粒径分布の高度依存性が、気象レーダによる降水強度の推定値に与える影響についても検討したので報告する。

2. 粒径分布の高度変化について

昭和基地の地上で観測された降雪粒子の粒径分布と気温の高度変化を Table 1 に示す[1,2]。但し、降雪粒子の半径として重心からの最大長(最大半径 r_{MAX})を使用し、粒径分布 $N(r_{MAX})$ は

$$N(r_{MAX}) \sim 10^{-B \cdot r_{MAX}} \quad \text{---- (1)}$$

と近似した。また、温度変化はラジオ・ゾンデによる 6000m 付近までの観測値を直線近似した結果である。

西辻らの粒径分布モデルでは、温度に依存して降雪粒子の体積含水率が変化し、それに伴って粒径分布が変化すると仮定した[3]。このモデルを用いた理論解析は、技術試験衛星ETS-IIと気象レーダを用いた鹿島での1977年の降雨減衰実験結果を正しく説明した[4]。

| Case | 観測日時 | 開始 終了 | 粒径分布 | 温度の高度変化 [degree] |
|------|--------------------------------------|----------|--------------------|---------------------|
| a | 1988. 4. 5 21:13 1988. 4. 6 01:33 | | $10^{-25} r_{MAX}$ | -9.89-0.0053*h |
| b | 1988. 7.27 14:14 1988. 7.28 00:00 | | $10^{-18} r_{MAX}$ | -15.4-0.0062*h |
| c | 1988. 9. 5 23:58 1988. 9. 6 02:16 | | $10^{-26} r_{MAX}$ | -18.1-0.0053*h |
| d | 1988. 9. 6 16:11 1988. 9. 6 17:12 | | $10^{-20} r_{MAX}$ | -18.9-0.0052*h |
| e | 1988.10. 1 18:00 1988.10. 1 19:44 | | $10^{-22} r_{MAX}$ | -11.11-0.0047*h |

Table 1 昭和基地での粒径分布と気温の高度変化

Table 1 の地上粒径分布と気温の高度変化を、西辻らのモデルに入れて、粒径分布の高度変化を (1) 式のパラメータ B の変化として表すと、Fig. 1 に示す結果となった。

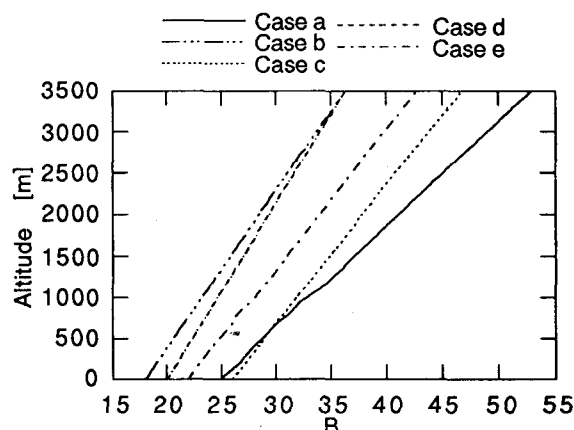


Fig.1 昭和基地上空の粒径分布の高度依存性

3. 降雪強度の推定結果について

気象レーダデータからの降雪強度の推定法は、文献[1]と全く同じである。粒径分布の高度依存性を用いた降雪強度の推定結果(Type 1)を Fig.2-a に、Fig.2-a の結果と地上粒径分布をそのまま上空に適用した結果(Type 2)との差を Fig.2-b に例示する。今回対象とした全例について、粒径分布の高度依存性の有無によって生ずる推定降雪強度の差異を%表示したものをFig.3 に示す。

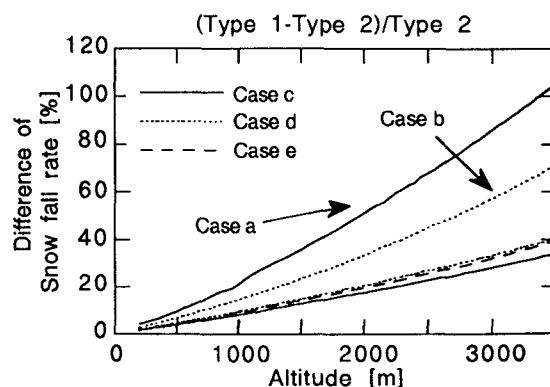


Fig.3 推定降雪強度の差異

今回想定した Fig.1 の高度依存性では、上空ほど
 粒径パラメータBの値が大きくなり、小さな降雪
 粒子が急に増えてくる。このため降雪の反射係数
 も急激に小さくなるので、降雪強度が大きく推定
 された (Fig.2-b)。しかし、地上降雪強度に影
 響を与えるであろう低高度域 (例えば 1000m 以
 下) ではその差異は 20% 以下であった (Fig.3)
 ので、南極域での気象レーダ解析において、0次
 近似として地上の粒径分布をそのまま用いても
 [1]、あまり大きな問題にはならないと思われた。

参考文献

- [1]. H.Takeya, M.Hatanaka, et al.:Proc. NIPR Symp.
Polar Meteorol. Glaciol., 8, 169-177 (1994)
- [2]. M.Hatanaka, Y.Ohta, et al.:IGARSS '95, IV,
1916-1918 (1993)
- [3]. J.Awaka, Y.Furuhama, et al.:J. Radio Research
Laboratory, 32, 136, 73-87 (1985)
- [4]. 西辻, 星山, 他:電子通信学会論文誌, J66-B, 9,
1163-1170 (1983)

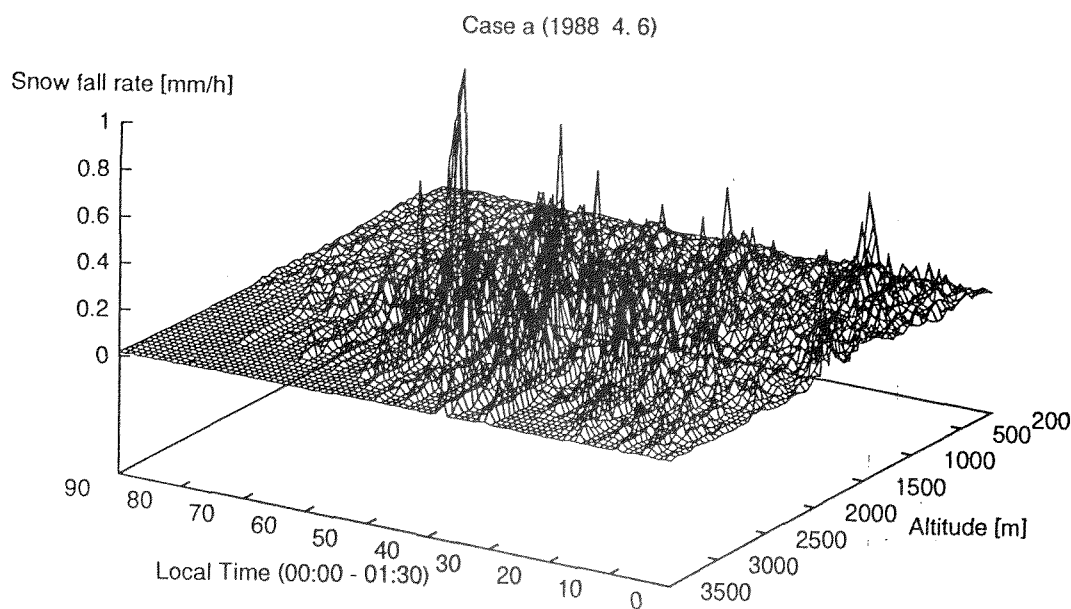


Fig.2-a 粒径分布の高度依存性を想定した降水強度推定法

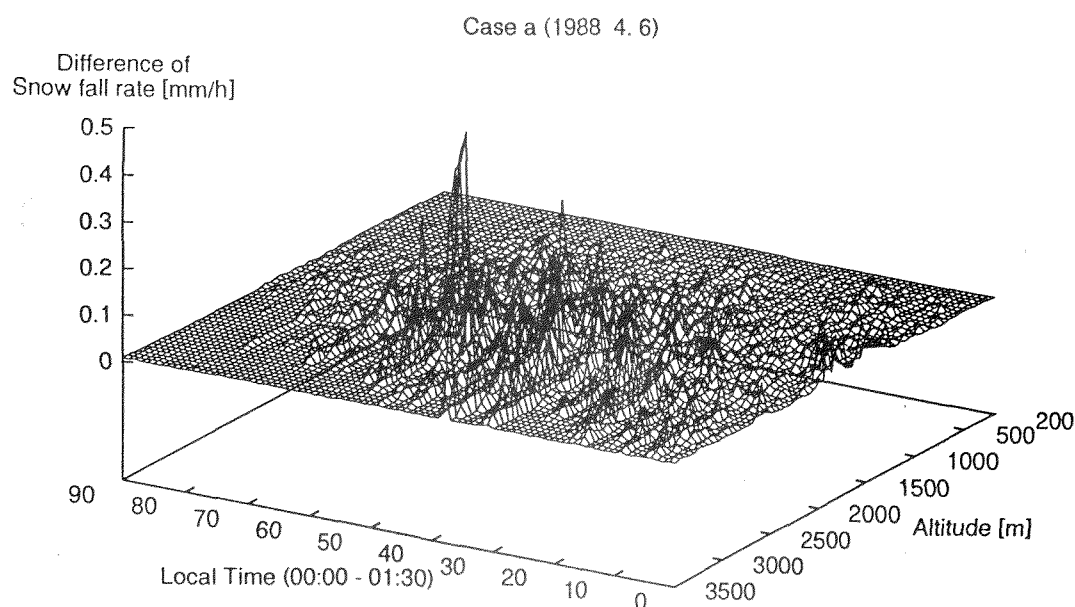


Fig.2-b 粒径分布の高度依存性の有無により生ずる降雪強度推定の差異例

みずほ 700m コアの基本解析から推定される堆積中断
—みずほ 700m コアと H15 コアの火山起源物質の対比

河野美香¹⁾ 福岡孝昭²⁾ 山内英子³⁾ 遠藤邦彦³⁾ 藤井理行⁴⁾

1) 岡山大・地球研 2) 学習院大・理 3) 日大・文理 4) 極地研

1. はじめに

南極氷床での雪の堆積は、沿岸部で定常的であるが、内陸部では定常的ではない。すなわち、内陸部では雪の堆積の中断が生じていることを意味する。藤井・増田(1985)は、みずほ基地南西 164km、標高 2552m の地点で掘削された 10m コアの Pb-210 法による堆積速度の年代測定から、この地点では少なくとも 50 年間、積雪が中断していたと推定した。現在みずほ 700m コア (77°42' S, 44° 20' E, 2256m a.s.l.) を用いて、氷床中に保存されている火山起源物質(酸性エアロゾルと火山灰粒子)の量および起源を推定する研究を行っている。本研究を通じて、みずほ地域でかつて雪の堆積の中断があったと推定するに至った。ここでは、みずほコアと H15 コア (69°04' S, 40°46' E, 1050m a.s.l.) の火山起源物質の研究から、みずほ地域における雪の堆積中断について議論する。

2. 解析手順

氷の ECM (電気伝導度) の測定が終了したコア氷を、7~10 cm 長に切断・融解し、孔径 0.2 μm のフィルターで吸引・ろ過した。ろ液について電気伝導度、pH、酸素同位体比の測定と、イオンクロマトグラフィーによる主化学成分 (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , NH_4^+ , K^+ , Na^+) の分析を行った。実体顕微鏡を用いて、フィルター上の火山灰粒子の有無を観察した。

3. 結果と考察

みずほ高原域での年間平均積雪量 ($8\text{g}/\text{cm}^2 \text{ year}$) をもとにコア堆積年代を仮定し、過去 200 年間分に相当するコア氷の解析を行った。ドーム C、ボストーク等のコアで確認されているインドネシアのタンボラ火山 1815 年噴火や、給源火山がまだ明らかになっていない 1809 年噴火によって放出された多量の酸性エアロゾルをはじめとする火山起源物質が、本コアにも保存されているはずである。しかし、みずほ 700m コアの電気伝導度および pH 測定と、イオンクロマトグラフィーによる SO_4^{2-} の分析結果は、これらの火山噴火によるシグナルは検出されなかった。また、フィルター上にも火山灰粒子は見られなかった。一方、みずほ高原より約 250km 沿岸よりの H15 コアの電気伝導度および pH 測定の結果は、タンボラ 1815 年噴火および 1809 年噴火シグナルを検出した。

H15 コアの解析結果はドーム C、ボストーク等のコア解析の結果と調和的である。H15 地点に比較的近いみずほ地域でもタンボラ 1815 年噴火、1809 年噴火による火山起源物質は降下したはずである。みずほ 700m コアにこれらの物質が検出できなかったのは、みずほ地域では少なくともこの時期に雪の堆積の中断があったことを示していると思われる。H15 コアについて、イオンクロマト分析、火山灰粒子の観察が現在進行中である。これらの結果を含めて議論する予定である。

氷床コアからえられた10世紀以降の大気CO₂の濃度- $\delta^{13}\text{C}$ 関連性の意味

加藤喜久雄・小牧香織（名大・IHAS）

南極氷床からえられた氷コア中の気泡の分析から、10世紀以降の大気CO₂の濃度と炭素安定同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ ）の変動の様子が明らかになっている。これらの両者の関連性から、次のことが指摘されよう。

一つは、産業革命前は大気CO₂の濃度は280ppm程度、 $\delta^{13}\text{C}$ は-6.5‰程度であり、ほとんど一定であったことである。この間に、ヨーロッパを主体に人工増加に伴う森林伐採が拡大していった。この人間活動により大気へ放出されたCO₂の量は現在に比して大変小さなものであったが、付加され続けられたCO₂の $\delta^{13}\text{C}$ 値は-25‰程度であり大気CO₂の $\delta^{13}\text{C}$ とは大きく異なっている。それゆえ、森林伐採により大気へ放出されたCO₂とほぼ同量のCO₂が偶然にも植生により除かれたか、あるいは大気CO₂と表面海水中の溶存無機炭素（DIC）の間の炭素同位体平衡が成立していたことになる。この同位体平衡は、これまで成立していないものと考えられてきた。しかし、Quey et al. (1992)は1970-1990に太平洋のDICの $\delta^{13}\text{C}$ 値が2.10から1.70‰へ、大気CO₂は-7.36から-7.76‰へと、ともに0.40‰小さくなっていることを見いだした。この一致は、大気CO₂と表面海水のDICの間での同位体平衡の成立を支持するものである、といえよう。

他方、産業革命以降人間活動により大量のCO₂が付加されたため、大気CO₂の濃度は増大し、 $\delta^{13}\text{C}$ は小さくなってきた。しかし両者の関係は、図1に示すように、-25‰の $\delta^{13}\text{C}$ 値のCO₂が付加されたときのものとは大きくかけ離れている。このことは大気に残ったCO₂の $\delta^{13}\text{C}$ 値は-25‰よりはるかに大きいことを意味しており、その計算結果はおおよそ-13‰の $\delta^{13}\text{C}$ 値となる。以上のことから、大気から除かれたCO₂の $\delta^{13}\text{C}$ 値を知ることができることに気付いた。

I P C C (1990)によれば、化石燃料起源と陸上biomass起源により大気へ付加されたCO₂量は各々5.4と1.6Gt-C/yrであり、大気CO₂増加量は3.4Gt-C/yrである。ここで、化石燃料の $\delta^{13}\text{C}$ 値を-27‰、大気CO₂の増加分については-13‰、陸上biomassの $\delta^{13}\text{C}$ 値としては熱帯地域のものが多いことを考慮して-27‰とすると、海洋も含めたいわゆる"missing sink"の3.6Gt-C/yrの炭素の $\delta^{13}\text{C}$ 値は計算により求めることができる。その結果は-44‰という信じられないような小さな値であるが、陸上biomassの $\delta^{13}\text{C}$ 値の誤差を±2‰としても、その誤差は±1‰にしかならない。このことをから、炭素循環における各々のフラックスの見積りについて検討を加えることが可能となる。

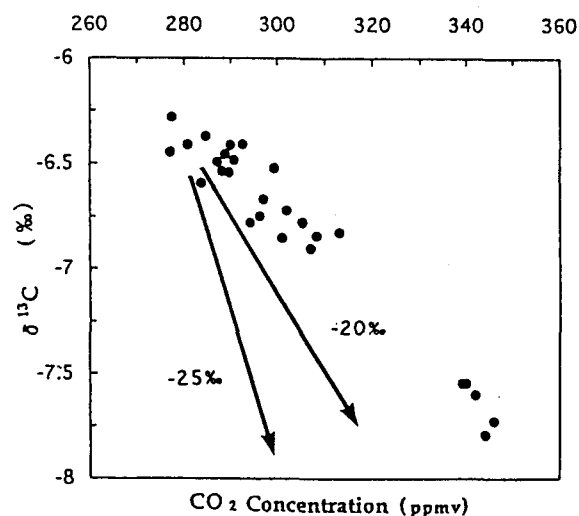


Figure 1 The correlation between concentration and $\delta^{13}\text{C}$ of CO₂ extracted from air trapped in an ice core from Siple Station, Antarctica. The arrows indicate the effect of the addition of CO₂ with $\delta^{13}\text{C}$ values of -25 and -20 per mil.

レーザトモグラフィーを用いた氷床コア解析

池田哲哉（北大工）、藤井道子（北大低温研）、前晋爾（北大工）、
本堂武夫（北大低温研）、内田努（北工研）、
P.Duval（France, LGGE）、V. Ya. Lipenkov（Russia, AARI）

はじめに

南極やグリーンランドで掘削される氷床コアは多数の気泡を含んでいるため不透明である。しかし深さ数百mを超えると、氷の自重による静水圧によって気泡内の空気分子と周囲の氷中の水分子とが反応し、air-hydrate結晶を形成する。この結晶は透明であるので、全ての気泡がair-hydrate結晶に変化する約1000mを超える深さでは氷床コアは透明になる。

しかしこれまでに氷床コアの観察によって、透明な氷床コアの中に不透明な部分が存在することが明らかになっている。この不透明な部分は深さ方向に層を成しており、cloudy bandと呼ばれる。cloudy bandは間氷期の氷中には余り見られず、氷期の特に最も気温が低かったと思われる時期（例えばIllinoi氷期の後半）に多く見られる。

一方air-hydrate結晶の分布測定の結果、氷期には平均直径が小さく、数が多い、間氷期には平均直径が大きく、数が少ないという特徴を持つことが明らかになっている。このことからair-hydrate結晶がcloudy bandの実体である可能性が指摘されている。

本研究では南極ボストーク基地で掘削された深さ2500mに及ぶ氷中の散乱体の分布を、新たに導入されたレーザトモグラフィー装置で観察し、cloudy bandの分布やcloudy bandを形成する散乱体のサイズを明らかにするとともに、air-hydrate結晶との関連性を明らかにすることを目的とする。

実験方法・結果

本研究で用いるレーザトモグラフィー装置（三井金属鉱業 MO-311）の概略を図1に示す。板状に整形した氷試料の側面から、細く集光したレーザ光を入射する。もし光路上に不純物等があれば、その部分でレーザ光が散乱する。この90度散乱光を試料上方に設置したTVカメラで受光し、散乱体の大きさ等の情報を得ることができる。そして氷試料を深さ方向にスキャンすることにより、氷試料中の散乱体の分布を1枚の画像として得ることができる。この装置を用いると、簡便に、しかも高速に散乱体の3次元分布を自動的に計測することが可能である。

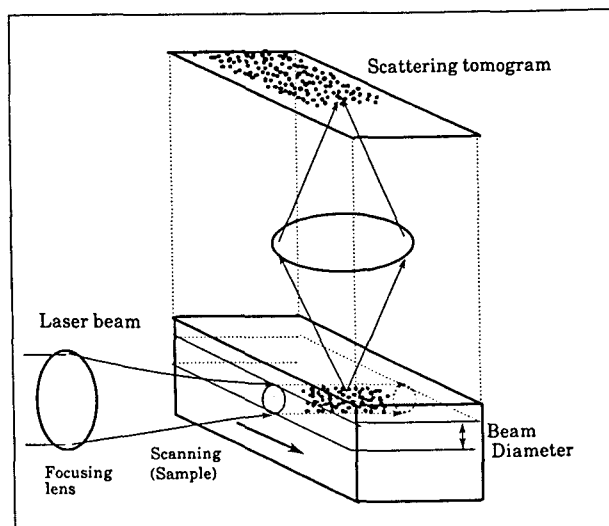


図1
レーザトモグラフィー装置の概略図

試料には本研究室で保有する、南極ボストーク氷コア（深さ1250～2542m）を用いた。この深さ範囲には氷期から間氷期への遷移期が含まれており、cloudy bandやair-hydrate結晶の深さ分布を比較する際に非常に有効である。

図2には、（a）間氷期の氷コア試料（1851m）、および（b）氷期の氷コア試料（2011m）のトモグラフィー画像を示す。同条件で撮影したにも関わらず、（b）の方が散乱体の数が明らかに多い。また（b）で散乱体の多い部分が深さ方向に層を成している。現在倍率を上げた測定を進行中であり、当日の講演ではその結果についても発表する。

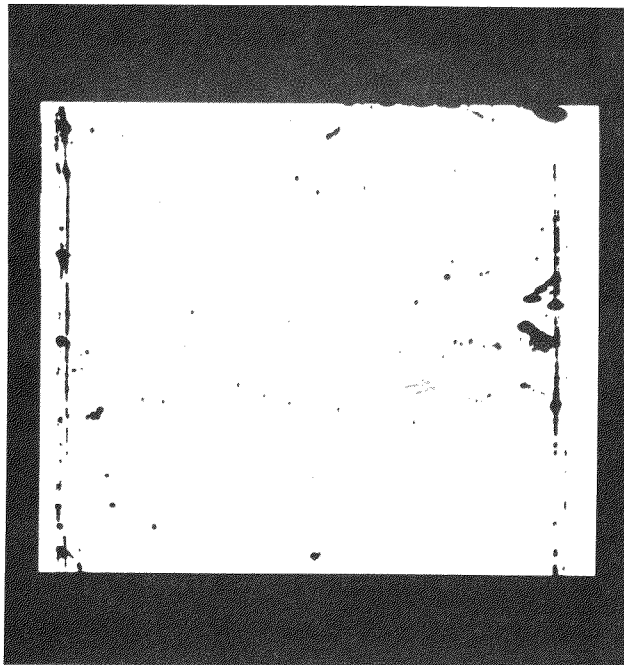


図2（a）
ボストーク1851mコアの
トモグラフィー画像

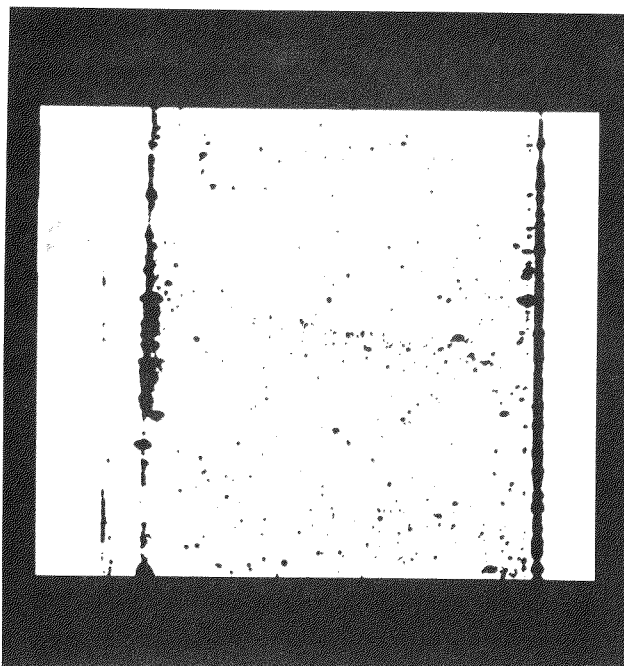


図2（b）
ボストーク2011mコアの
トモグラフィー画像

氷結晶のLF帯、マイクロ波・ミリ波帯における誘電異方性 — 偏波・多周波アイスレーダの設計・データ解析に必要な基礎物性 —

Dielectric anisotropy in ice crystal at LF, microwave and mm-wave frequencies
- A physical property of ice necessary for polarimetric and multifrequency RES -

藤田秀二、松岡建志、森島成憲、前晋爾
(北海道大学工学部応用物理学科)

1. 研究の背景

アイスレーダ技術は、氷床・氷河の内部層構造や基盤岩地形の調査には不可欠なものである。この技術を氷床の上の広い地域で用いることによって、氷床内部の3次元層構造を復元することができる。氷床の内部の複数の層から電磁波が反射する主要な原因の一つとして、「深さ方向への結晶主軸方位分布の変化」が近年の研究から挙げられている。この原因に起因する反射は、特に60MHz以上の高周波の電磁波の反射に対して卓越すると考えられている。また、もう一つの注目すべき現象として、氷床の内部を伝わる電磁波が、複屈折を起こすことが従来から指摘されてきた。これらの反射・複屈折のどちらのメカニズムも、氷結晶の高周波での誘電率が、氷結晶の主軸(C軸)に対して、一軸対称の異方性をもつことに起因している。

氷結晶の高周波誘電率の一軸異方性は、9.7GHzでのマイクロ波帯で、1993年になってはじめて見いだされ、その最初の測定値は誘電率の値の1.2(±0.2)%であった。現在まで、電磁波の反射・複屈折のデータの解析にはこの値が用いられてきている。しかし、レーダ観測には、現実にはマイクロ波ではなくMHz帯の電磁波が使用されることや、南極氷床の氷体温度の範囲が-20～-60℃にわたることを考えれば、これらの周波数・温度範囲でこの値が成立することを確認する必要がある。また、反射・複屈折のレーダデータの定量的な解析のためには、より精度の高い測定値が必要である。

これを明らかにするため、我々は、従来の9.7GHzに加え、ミリ波帯の30～40GHzとLF帯の1MHz近傍での誘電異方性の測定をおこなってきた。その周波数依存性(LF～ミリ波)と温度依存性(-10～-30℃)について、現在までにまとめた結果について、本シンポジウムで報告する。さらなる精密値とその-90℃までの温度依存性については、現在測定を続行しており、近い将来に周波数と温度の関数としてのデータセットとして完成することを目指している。

2. 測定手法と条件

測定手法としてLF帯では容量法を用い、ミリ波帯ではファブリ・ペロー共振器法を用いた。測定温度はLF帯で約-20℃、ミリ波帯では-10～-30℃で測定した。試料はアラスカメーデンホルム氷河産の単結晶を用いた。氷試料はすべて卓上旋盤を用いてディスク型に整形した。

3. 測定結果

測定結果として、LF帯のものを図1(a)(b)に示す。低周波側のデバイ分散帯から、高周波誘電率(約3.2)に誘電率が漸近していく様子がとらえられている。結晶のC軸に平行な成分と垂直な成分の間には約0.04の差がある。

図2には、ミリ波帯の結果を示す。30～40GHzの周波数帯で、誘電率の2つの成分は温度に依らず常にほぼ一定の差を保っていることが検知された。

図3には誘電異方性の周波数依存性を示す。アイスレーダで使用される周波数帯(MHz帯)をばさんで、誘電異方性の値は一貫していることが証明できた。

4. 測定結果の、今後のアイスレーダ観測への応用

今回の測定結果にもとづいて、氷床の中での氷結晶の主軸方位分布に起因する電磁波の反射や複屈折を定量的に解析できる。特に、約60MHz以上の高周波を用いたレーダ観測では、氷体内で起こる反射は氷結晶の主軸方位分布に起因する。これに対して、約30MHz以下の低周波(HF帯)を用いたレーダ観測では、氷体内で起こる反射は氷結晶が含有する酸性物質に起因する¹⁾。次世代アイスレーダとして、以下の3つが有望である。

- 1) 60MHz以上の周波数を用いた結晶主軸方位層構造の観測用レーダ
 - 2) 30MHz以下の周波数を用いた酸性物質層構造の観測用レーダ
 - 3) 電磁波の偏波状態を解析し、氷床の結晶主軸分布を観測するためのレーダ
- これらを用いて、氷床内部の等年代線や応力・歪み構造が立体的に明らかにできる。

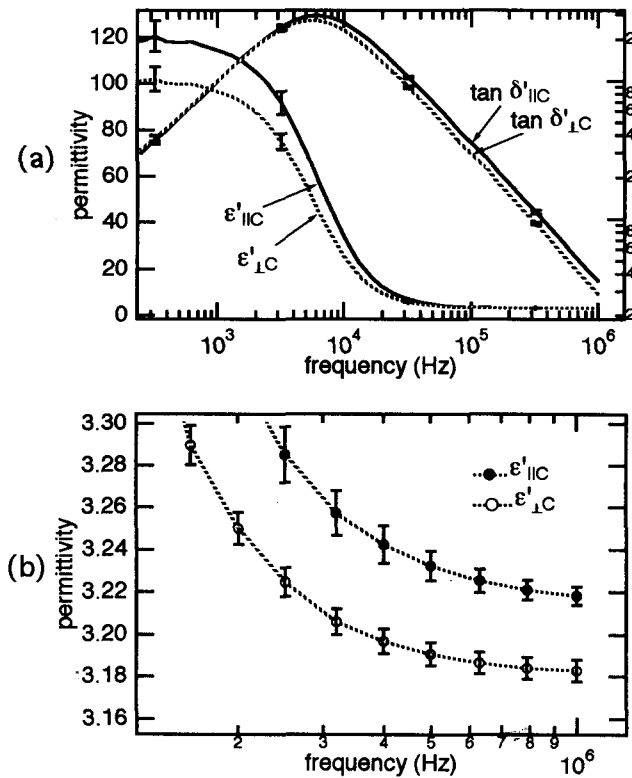


FIGURE 1

Dielectric properties of ice single crystal at LF at $-21.3(\pm 0.5)^\circ\text{C}$.

(a) Permittivity and loss tangent when the electric field vector is parallel and perpendicular to the optic axis. Static permittivity have anisotropy by about 20 %. It decreases with frequency. Loss tangent have anisotropy by about 20 % at frequencies higher than Debye relaxation frequency. (b) Permittivity at around 1 MHz. Anisotropy never disappear at high frequency limit and converges to a constant value slightly smaller than 0.04. Error bars mean the standard deviation of 10 independent measurements.

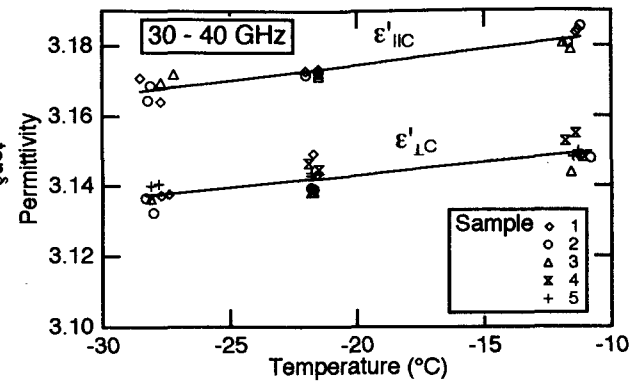


FIGURE 2.

Permittivity of ice when the electric field vector and optic axis is parallel ($\epsilon'_{||C}$) and perpendicular ($\epsilon'_{\perp C}$) in the 30 - 40 GHz range, measured with the open resonator method. Temperature range was between -11°C and -29°C . 5 samples of single crystals were used. Measurements were carried out twice for each sample by making upside down. It was clearly detected that $\epsilon'_{||C}$ is larger than $\epsilon'_{\perp C}$. Both components increases slightly with temperature but the difference between them is practically independent of temperature.

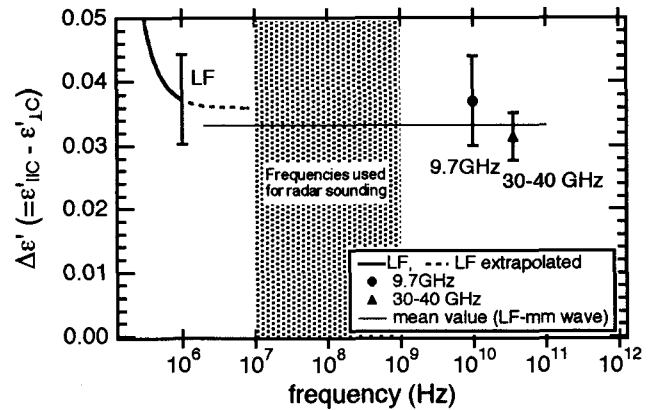


FIGURE 3

Dielectric anisotropy ($\Delta\epsilon'$) of ice from LF to mm-wave at -21.3°C . Present results (LF and mm-wave) and our earlier results at 9.7 GHz with waveguide method are compiled. High-frequency limit of $\Delta\epsilon'$ at LF is $0.036(\pm 0.007)$, standard deviation). At 9.7 GHz, $\Delta\epsilon'$ is $0.037(\pm 0.007)$. In the 30 - 40 GHz range, it is $0.0312(\pm 0.0038)$. The mean value of LF, 9.7 GHz and mm-wave at -21.3°C is $0.033(\pm 0.003)$. Frequency range that are used for radar sounding of polar ice sheets are indicated as a shadow.

1) 参考 : Fujita S. and Mae S. (1994): Causes and nature of ice sheet radio-echo internal reflections estimated from the dielectric properties of ice, Annals of Glaciology 20, 80-86

凍結—融解過程における溶存物質の揮散

佐藤啓市, 竹中規訓, 坂東博, 前田泰昭 (大阪府立大, 工学部)

1. はじめに

これまでに水溶液を凍結させるときに酸化還元反応が促進される機構や、溶液中の亜硝酸イオンや塩化物イオンの量が揮発性物質である亜硝酸や塩化水素のガスとして揮散するために減少することを報告した。これらの現象により凍結によって溶液中の物質の組成が変化することが明らかになり、実際の環境水中の化学組成についても大きな影響を与えているものと考えられる。本研究では凍結による溶存物質の揮散現象について詳しく検討するために、諸条件（凍結方法、凍結温度、凍結速度、溶液の濃度またはpH）を変化させて溶存物質の揮散による減少量に及ぼす影響について検討を行った。

2. 実験

硫酸でpHを調整したギ酸ナトリウム、塩化ナトリウムの水溶液を浸漬法、下から一方向に徐々に凍結させる方法により凍結させた。凍結温度は -5°C ～ -25°C の範囲、溶液の濃度はsub mM～10 mMの範囲、pHは3.0～5.8の範囲で変化させた。溶液は凍結後湯浴を用いて融解し、ギ酸イオン、塩化物イオンをイオンクロマトグラフィーで分析した。

3. 結果および考察

図1は 1×10^{-4} Mのギ酸ナトリウム水溶液を種々のpHで凍結させたときの凍結前と凍結後のギ酸イオンの濃度比を、図2は 1×10^{-4} Mのギ酸ナトリウム水溶液を下から一方向に徐々に凍結させたとき、溶液が完全に凍結するまでの氷、氷+溶液、気相中の酢酸イオンのモル数変化を示している。水溶液を凍結させると溶質は氷結晶から排除されて、まだ凍結していない溶液部分に濃縮されていく。浸漬法では溶液の端から中心に向かって凍結していくので、溶質が濃縮されても溶液の上部が既に氷になって封じ込められているので揮散していくことができない。一方、下から一方向に徐々に凍結させたとき、溶液の下部から徐々に凍結していくために、溶質がまだ凍結していない上部の溶液部分に濃縮されているので、溶質が揮発性物質であれば揮散することができる。図2の結果より氷表面より揮発性のギ酸が気相へ抜け、氷+溶液中のギ酸イオンのモル数が減少していることがわかる。このように凍結の条件によっては揮発性の溶存物質は凍結によって揮散することがわかった。

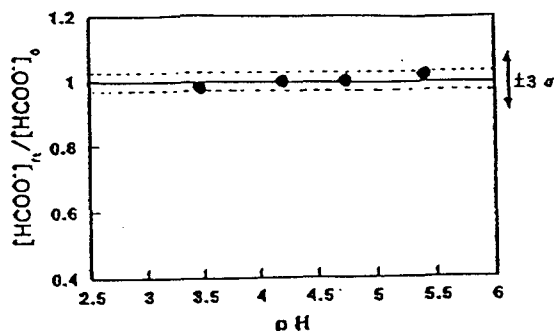


図1 ギ酸ナトリウム水溶液を浸漬法により凍結させたときのギ酸イオンの濃度変化
初期条件 $[\text{HCOONa}] = 100 \mu\text{M}$

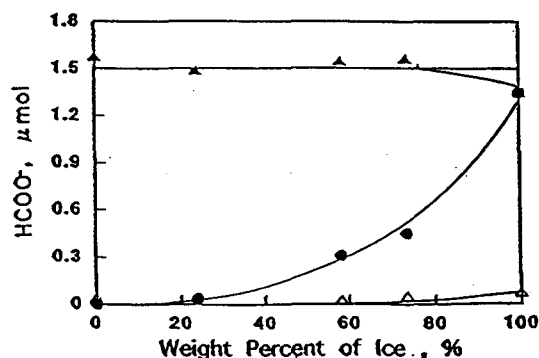


図2 ギ酸ナトリウム水溶液を下から一方向に徐々に凍結させたとき溶液が完全に凍結するまでの氷、氷+溶液、気相中のギ酸イオンのモル数変化
初期条件 $\text{HCOONa} : 100 \mu\text{M}$
pH : 3.99
 Δ : 気相, \bullet : 氷, \blacktriangle : 氷+溶液

氷床の深さと年代の関係

宮本 淳・本堂武夫（北海道大学低温科学研究所），庄子 仁（北見工業大学）

1. はじめに

極地氷床は地球の過去の気候や環境変動の歴史を記録しており，氷床コア解析からこれらの情報を解読することができる．気候・環境変動情報の詳細な議論する上で基礎となる氷床の深さと年代の関係については，氷床は定常状態にあるという氷床流動モデルに従って計算することができる．しかし，実際には氷床は定常状態になく，氷期中の涵養量は現在（完新世）の $1/2$ から $2/3$ であった可能性（表 1）が強い．ここでは，氷期中の涵養量変化が氷床の深さと年代の関係にどのような影響を与えるかについて簡単な流動モデルを用いて調べた．

2. 計算

Dansgaard and Johnsen (1969) のモデルをもとにして，南極 Dome F の深さと年代の関係について調べた．氷床の流動パターンは h の値で特徴づけられる．氷床底部から高さ h までの間は底部における氷の凍結のために鉛直ひずみ速度が深さとともに減少していく領域である．Dome F の h の値はグリーンランドの中央ドーム頂上で掘削された Summit コアの深さと年代の関係から得られた 1200 m を用いた (Dansgaard et al., 1993)．氷厚はアイスレーダーで測定された値から 3000 m とした (Kamiyama et. al., 1994)．涵養量は Ageta et. al.(1989) の 0.035 m/yr を用いた．氷期中の涵養量は完新世の $1/2$ と $2/3$ とを代表値として使い，深さと年代の関係を算出した．

最初に h の効果を調べるため， $h=0$ m と 1200 m を用いて計算し，比較したところ完新世/Wisconsin 氷期の境界はそれぞれ 376 m, 370 m となりほとんど変わらなかった（図 1）．また，氷期中の涵養量を現在の $1/2$ と $2/3$ に変化させて Wisconsin 氷期/Sangamon 間氷期の境界の深さを求めたところ，それぞれ約 1450 m, 1670 m が得られた（図 2）．最終氷期の氷の厚さは約 1000 m となるが氷期中の涵養量の不確かさがこの 200 m の違いを引き起こした．

3. 氷床底部付近での流動

Summit コアの屑位観察から (1) 氷床底部において Cloudy band が水平から数度傾いており，(2) 単極大型であった結晶 C 軸方位分布が乱れ，(3) 結晶粒径が著しく粗大化していることが明らかになった．これは氷床の岩盤付近の流動状態が上層と異なることを示しており，Dome F の深さと年代を議論する上でも注意が必要である．当日は流動パターンと涵養量の変化によって氷床の深さと年代の関係がどう影響を受けるかについてさらに詳しく議論する．

表 1 . 氷期中の涵養量

涵養量が現在（間氷期）と比較して氷期中は何％に減少していたかを示す．

| | 掘削地点（コア名） | 氷期中の涵養量 |
|---------|-----------|---------|
| グリーンランド | Dye-3 | 25～75 % |
| | GRIP | 35～55 % |
| 南極 | Byrd | 約50 % |
| | Vostok | 50～80 % |

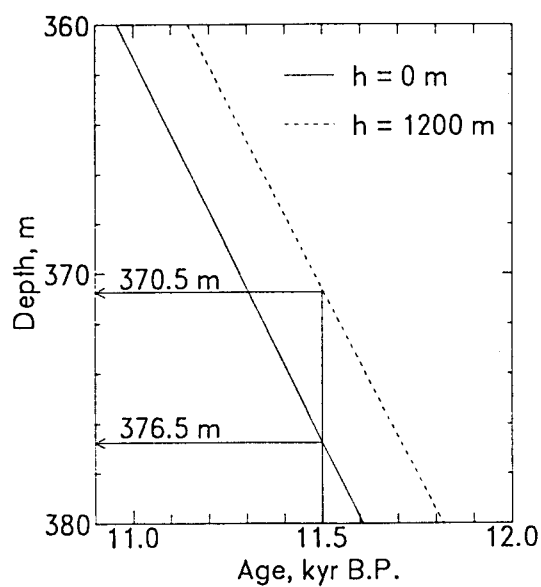


図 1 . $h = 0, 1200 \text{ m}$ の時の深さと年代の関係
11.5 kyr は完新世/Wisconsin 氷期の境界の年代

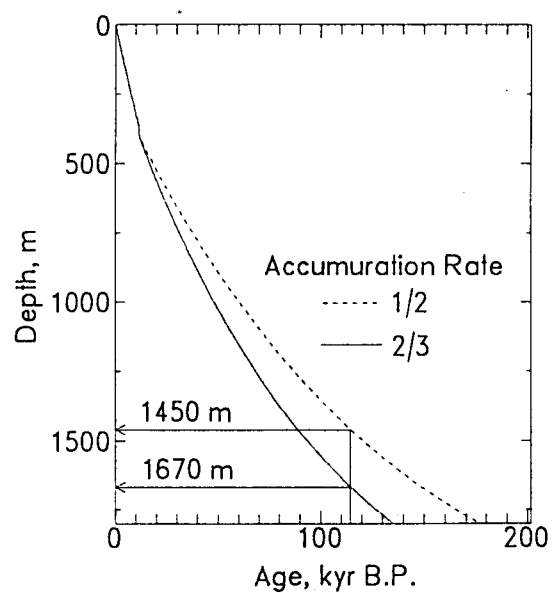


図 2 . 氷期中の涵養量を変化させて求めた
深さと年代の関係
115 kyr は Wisconsin 氷期/Sangamon 間氷期の
境界の年代

南極氷床の回転について -- 仮説 --

立花 義裕(東海大学, 文明研究所)

はじめに

南極氷床の形（ここでいう形とは、氷床の表面の高度の分布を指す）は、次にあげる要素の影響を受けて決まっている。1) 氷床の流動、2) 降水分布、3) 積雪の再配分、4) 蒸発量。1) は、第一近似としては、氷床の形（あ）でその流動が決まる。2) は、海岸付近と内陸とでは水蒸気の輸送される量が違う点をのぞけば、南極周辺を巡る大気の大循環（い）の影響を受ける。3) は、カタバ風などの強風によって表面積雪が輸送されるので、氷床の形（あ）の影響を受ける。また、南極周辺の大気大循環は当然氷床の形（あ）の影響を受けて変動している。このように、氷床の形は、大気循環の影響を受けて決まり、また、カタバ風や大気循環は、氷床の地形の影響を受けて変動していることが予想される。従って、長期的な氷床の変動を理解するためには、（あ）及び（い）の相互作用を考慮する必要がある。

現在の南極周辺の大気循環は定在型の東西波数ゼロあるいは波数1の流れが主に卓越している。これは、南極氷床の形が第ゼロ近似では東西波数ゼロ（円形）、また少し細かく見ると、東西波数1の形態をしていることの影響が強いからである。大気の循環に東西波数1の定在波成分が卓越することは、当然の帰着としてそれによってもたらされる水蒸気の南北方向のフラックスや降水量の分布にも定在型の東西波数1が卓越するはずである。氷床の流動速度は、大気の変動に対して十分に遅いので、氷床の形が現在のままである限りは、卓越する波数及び位相は一定であることが推測される。

仮説

さて、東西波数1の水蒸気の、氷床へのフラックスが、氷床の頂上を中心として東西方向に对称に分布していれば、氷床の形は、そのままに維持されるであろう。しかしながら、もし、水蒸気の南北フラックスの東西波数1の波の位相が、氷床の形

の波型の東西成分の位相とずれているとした場合は、氷床への函養量の東西不均一が長い期間継続されて、結果として、氷床の形の波数1成分の位相を、変えてしまう可能性がある。そのようにしてできた新しい氷床の形は、さらに、大気循環の位相を変え、それが降水分布に影響を与えて、更なる氷床の形の変化を促す可能性がある。結果として、南極氷床は、周囲の大気循環の変動と連動して回転する可能性がある（図1参照）。

以上述べた推論は、氷床が、流動していないと仮定した場合のシナリオである。実際は、氷床が流動する効果、大気の水蒸気フラックスの卓越東西波数や位相ばかりではなく、その存在確率分布などを考慮しなければ、上記のシナリオの成立の可否を判断することができない。今後、大気の循環及び氷床の流動の双方を組み込んだ簡単なモデルを構築しこの仮説を検証していこうと考えている。また、この仮説の正否は、現在掘削中のコア解析の結果と、その地点から位相にして約90度離れたポストークのコアの結果と比較することによっても、ある程度判定可能であろうと思われる。

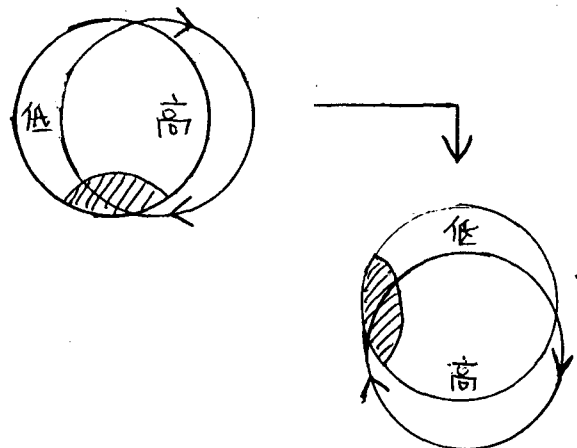


図1 氷床の標高と大気循環と降水との関係。このように時計回りで、氷床の標高の高いところが回転する。ここで、高、低は標高の高低を表し、矢印は大気循環、斜線域は降水量が多いところを表す。

光ファイバジャイロによる氷河・氷床表面地形の連続測定について

古川晶雄、渡辺興亜（国立極地研）

1. はじめに

氷河・氷床の表面高度を測る方法としては、(1)高度計による方法、(2)水準測量による方法、(3)トラス測量による方法などがある。このうち、(1)の方法が簡便なため各国の旅行隊がもっとも多く用いているが、気圧は一定不変なものではなく常に変化し、日変化だけでも高度にして20m程度の変動をしているのでその補正が難しい。一方、(2)と(3)の方法は、高い精度の値が得られるが、非常に手間がかかるのが難点である（雪氷調査指針、1982）。近年になって、光ファイバジャイロが開発され、運動物体の姿勢、位置、角度の計測などの分野に応用され実用化されつつある（梶岡ら、1990）。今回は、光ファイバジャイロを用いた氷河・氷床表面地形の連続測定の試みについて紹介する。

2. 光ファイバジャイロの原理

光ファイバジャイロとは、サニャック効果を利用して、運動体の回転の速度や角度を検知する光ファイバセンサである。サニャック効果とは、1913年にSagnac（仏）によって発見された。閉じた光路を反対方向に伝搬する2つの光の伝搬時間、すなわち位相が閉光路の回転角速度に比例して変化する現象である。この位相の変化から角速度を検知しようとするものである。

今回使用した光ファイバジャイロ（GYACROSS-3D：日立電線㈱）は、3軸方向の光ファイバループを持ち、航空機、車両などの動揺体の3方向の姿勢角と角速度を検出する。このジャイロを設置した雪上車やスノーモービルで氷河・氷床上を走査し、センサより出力されるデータを記録する。これらのデータを解析することにより、このジャイロの軌跡を求めようとするものである。

3. 測定方法

第36次南極地域観測隊に参加した際、1995年1月に昭和基地近くの沿岸からドームふじ観測拠点に向かった際にルート上において数kmから10kmの範囲で25の区間で、雪上車（SM104）に設置した光ファイバジャイロからのデータを走行中にパソコンに収録した。なお、光ファイバジャイロによって得られるデータは、ジャイロ自体の姿勢角と角速度のみであるため、ジャイロの位置に関するデータが必要である。今回は、雪上車に搭載されたGPSから緯度、経度、高度の情報も同時に収録した。

光ファイバジャイロによって得られた、姿勢角（センサの前後の傾き）を θ_p 、GPSによって得られた移動距離を Δl とすると、 $h = \int \Delta l \cdot \tan \theta_p$ により高度 h が得られる。

4. 運用結果と今後の解析方針について

今回の運用で、このジャイロの耐振性は確かめられた。得られたデータについては今後解析を行い、表面地形のプロファイルを求める。ただし、求められるプロファイルはジャイロの軌跡であり、氷河・氷床の表面地形を直接測定した値ではない。また、雪上車はスムーズな雪面を走行しているのではなく、数十cmスケールの凹凸による振動も存在する。光ファイバジャイロはこれらの振動も検知し、高度の値に影響を及ぼしていると考えられるので、短周期振動を解析の段階で取り除く必要がある。逆にこれらのデータから、表面の凹凸のスケールと頻度に関する情報を分離できる可能性もある。

このジャイロによる測定法が確立すれば、氷河・氷床上を走査するだけで効率的にデータを取得することができるので、広域にわたって点在する氷河の地形を短期間に測定することが可能となる。広範囲に存在する氷河の変動を比較する上で有力な手段となりうる。

なお、今回のデータ収録に関して秋山宗広氏（日立電線㈱）の多大な御協力を得た。

参考文献：東クィーンモードランド雪氷研究計画編、「雪氷調査指針」、国立極地研究所、1982。
梶岡 博、熊谷達也、於保 茂「干渉型光ファイバジャイロ」、OPTRONICS、No.5、1990。

アイスドーム構造の昇華抑制に関する模型実験

勝山 範之(日本大学大学院理工学研究科),
半貫 敏夫(日本大学理工学部)

1. はじめに

あすか基地でのアイスドーム構造試作実験¹⁾によると、外気にさらされるドーム表面からの昇華蒸発によるシェル厚減少が著しく、はじめ約7cmあった氷厚が約3カ月後には、風の強い頂部付近で、局部的にゼロ近くまで減少した。これを1日あたりの昇華量に換算すると最大で約0.6mm/dayとなる。そこで何らかの昇華抑制対策を考えないと、ドーム構造の寿命は、たかだか6カ月程度に限定されてしまうことになる。なお、ドーム内部はほぼ密閉された空間だから、この昇華蒸発のほとんどがドーム外表面で生じているものと考えられる。

-18℃の低温実験室におけるアイスドーム構造のクリープ試験中にも模型シェル表面からの昇華蒸発が認められた(作りたてのアイスドーム構造表面は、霧を吹き付けて凍結させる工法上の理由から凹凸があり、全体が白く見えるが、同じ低温室内で数日経過すると表面の細かい凹凸が消えてシェルが透明になる)ので、このアイスシェル表面からの昇華蒸発抑制対策のための模型実験を行った。

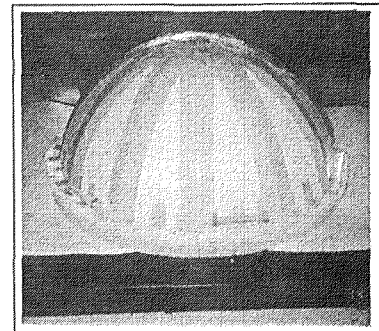
昇華抑制の最も単純な方法は、ドーム構造全体を断熱材でカバーすることだと考え、その材料としてスチレンペーパー(2.5mm厚)、エアーキャップ、雪、3種の材料の利用を試みて、その昇華抑制効果を比較した。

2. 実験の方法

アイスドーム模型の制作；-18℃の低温実験室内で、アクリル樹脂製の半球型枠(直径45cm、ライズ22.5cm)の外表面に水を噴霧して凍結させ、氷の薄層を重ねる方法でシェル厚さ0.45cmのドーム構造模型を作った。

昇華抑制用カバー工法；上述の3種の材料を立体裁断してキャップを作り、ドーム構造を被覆した。施工後の状態を図1～3に示す。図3では、雪のかわりにカキ氷を使ってシェル表面に約3cm(氷厚の7倍)の保護層を作り、それが崩れ落ちないように周囲に金網を巡らした。

昇華抑制対策をしない模型と図1～3の試験体をそれぞれ2体制作して、-18℃の低温実験室内に同条件で並べて置き、ほぼ2日間隔でそれぞれの重量を測定した。



スチレンペーパーによる昇華抑制

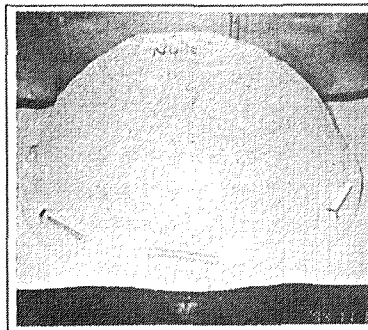


図2エアキャップによる昇華抑制

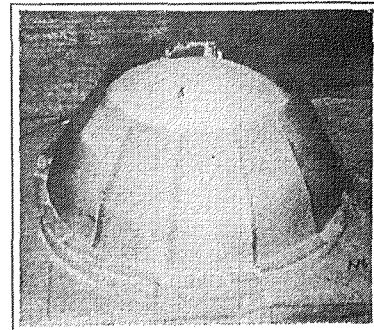


図3人工雪による昇華抑制

3. 実験結果

実験結果を図4及び表1に示す。

図4は、試験体の重量減少の時
刻歴である。タイプの異なる試験体の特性を比較するために、重量測定値をそれぞれの初期重量で基準化して示した。雪でカバーした試験体は、重量変化の途中経過を計るのが難しかったので、はじめと終わりの2回のみ、雪を取り除いた状態で重量測定を行った。低温室の室内環境(-18℃で、無風)がほとんど一定だったため、各試験体の重量はほぼ線形的に減少した。これら減少曲線の傾きを比べると、3種のカバーはそれぞれに昇華抑止効果があり、その中で最も効果的なのが雪であることがわかる。但し、ドーム構造に対する付加荷重も雪が最大である。

表1の昇華速度は1日に減少する試験体重量の初期重量に対する比として定義したものである。表から昇華抑制なしの昇華速度1.02%/dayに比べてスチレンペーパーでは0.26%/day、エアキャップで0.21%/day、雪では0.09%/dayとなっており、ドーム構造表面をカバーするだけで、その昇華速度を1/4～1/12に抑えることができるのを確かめた。昇華抑制対策をしない試験体では昇華速度が約1%/dayだから、100日で構造体は消滅してしまうことになり、最も効果的な雪でカバーしたとしても消滅までの寿命はそのたかだか10倍、雪そのものの昇華や強風による雪の飛散等を考えると、ドーム設計寿命1年を確保するためには、メンテナンス工法とそのサイクルを検討する必要があると思われる。

4. 今後の課題

今回、一定環境下での実験結果を得たが、今後、風や極端な温度変化等、様々な環境変動がアイスシェルの昇華にどのような影響を与えるか、実験で確認すべきと思われる。

本論での実験結果から、実スケールアイスドームへの実用化に向けての問題点としては、実験期間中に、カバーである人工雪が1.09%/dayの昇華速度で昇華していたことがあげられる。そこで雪を昇華抑制用カバーに用いる場合には、その補充時期の検討が必要であろう。

また、南極では、風速15m/s以上の日数が一年間の約1/3あるため²⁾、昇華抑制用カバーが吹き飛ばされる事が予想される。雪を昇華抑制用カバーに用いるときは、上記同様その補充時期、付着方法、また、断熱シートを用いる場合は、その固定方法の検討が必要と思われる。

5. まとめ

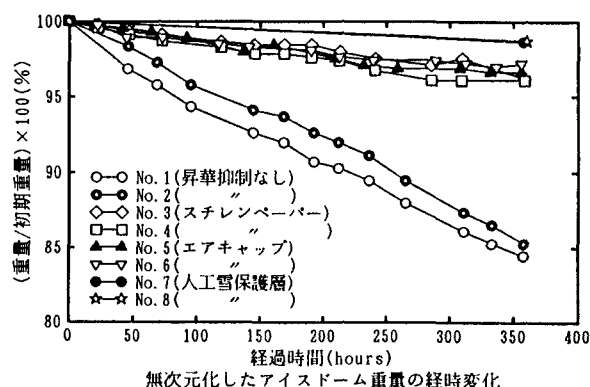
- 1) アイスドームを、雪を含めた断熱材で覆うことによって、シェル表面の昇華を昇華抑制なしのアイスドームと比較すると、昇華速度において、最高で約1/12程度に抑えられることが確認できた。
- 2) 今後、実スケールアイスドーム設置場所における天候状況等を想定した環境下での実験データを補充すべきである。
- 3) 実スケールアイスドームで昇華抑制用カバーを使用する場合、風対策等、様々な検討、考慮が必要である。

【謝辞】

実験施設を使わせて頂き、さらに、多くの助言を頂いた、国立極地研究所の関係者の方々、日本大学理工学部建築学科平成6年度の卒業研究として共同作業を進めた、棚田、日吉、茂木、吉田の各氏に深く感謝する。

【参考文献】

1) 津久井啓太他(1993): アイスドームの長期クリープ2. 南極あすか観測拠点でのアイスドーム試作実験, 日本建築学会大会学術講演梗概集(関東), PP.1509-1510. 2) 理科年表1994 東京天文台編集丸善株式会社



無次元化したアイスドーム重量の経時変化

<図4昇華によるアイスドーム模型の重量変化>
<表1アイスドーム模型の重量、昇華速度>

| 試験体番号 | 昇華抑制の方法 | 試験体重量(g) | 最終重量(g) | 測定期間(hour) | 昇華速度(%/day) |
|-------|----------|----------|---------|------------|-------------|
| No. 1 | 昇華抑制なし | 2380 | 2010 | 357.5 | 1.04 |
| No. 2 | 昇華抑制なし | 2380 | 2030 | 357.5 | 0.99 |
| No. 3 | スチレンペーパー | 2235 | 2150 | 358.5 | 0.25 |
| No. 4 | スチレンペーパー | 2310 | 2220 | 358.5 | 0.26 |
| No. 5 | エアキャップ | 2235 | 2160 | 356.0 | 0.23 |
| No. 6 | エアキャップ | 2335 | 2270 | 356.0 | 0.19 |
| No. 7 | 人工雪保護層 | 2240 | 2210 | 357.5 | 0.09 |
| No. 8 | 人工雪保護層 | 2330 | 2300 | 360.0 | 0.09 |
| 平均 | | 2305.63 | 2168.75 | 357.7 | 0.39 |

個別要素法による雪洞の動的崩壊シミュレーション

高橋誠一 (日本大学大学院理工学研究科)

大塚弘樹 (日本大学大学院理工学研究科)

半貫敏夫 (日本大学理工学部)

1. はじめに

D.E.M(Distinct Element Method; 個別要素法)を使って雪洞変形時刻歴の追跡を試みた。将来の目標は、雪洞掘削法の最適化や雪洞崩壊の危険度判定あるいは雪造構造物の崩壊予測に使えるよう、この解析手法を整備することである。D.E.Mは、もともと非連続体としての性質が顕著な岩盤や土の大変形挙動や動的崩壊過程を解析する目的でCundall(文献I)らによって開発された数値解析法で、解析場を離散化したブロックとこれを連結する接触要素の集合にモデル化し、各ブロックの釣り合いをブロックの図心で定式化したものである。

本論では、離散化した積雪ブロックの変形を支配するCoulomb-Mohr条件式の粘着力 c と内部摩擦角 ϕ 及び他の弾性定数、このブロックを連結する接触要素の c, ϕ と二つのバネ定数; 垂直バネとせん断バネ定数の設定について、D.E.Mを積雪層に適用するためのパラメトリックスタディを行った結果について述べる。

2. 雪洞解析モデルの設定

計算例として、2次元解析場に図1に示すような幅1.2m、天井積雪層厚1mの小さな浅い雪洞を設定した。解析場の境界条件は、上面自由、左右側面ローラー、底面ピン支持である。

数値解析で使った材料定数を表1,2にまとめて示す。表1の積雪層については、解析場の温度を -10°C で一定とし、積雪層の密度はあすか基地の積雪層を参考にして決め、深さ1mごとに段階的に変えた。他の弾性定数は密度、温度の関数として実験式によって算定した。

南極の積雪に関する c, ϕ は、適当なデータが探せなかったため、岡部による北海道の新雪のデータ(文献II)を用いた。表2は積雪層の究極の姿として氷の物性を使った解析モデルのためのデータである。密度を全層一定とし、 c, ϕ は文献IIIの値を用いた。

ブロック間の接触要素の力学定数は、いまのところ経験的に決めるしか方法がないので、ここではいくつか試した内で、計算時間内に崩壊現象がみられることを条件に、ブロック内バネ定数の5倍の値を設定した。

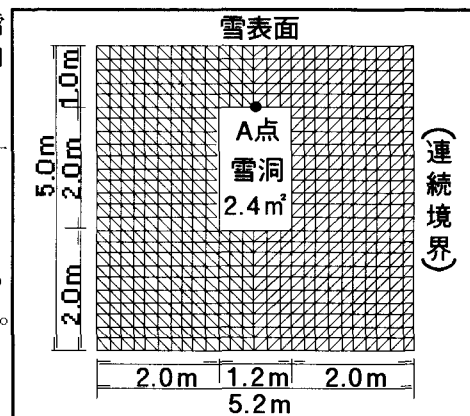


図1 解析モデル

表1 積雪層解析物性値一覧

| 雪面からの深さ (m) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-------------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 密度 ρ (kg/m³) | 370 | 400 | 430 | 470 | 500 |
| ヤング係数 E (Pa) | 2.21E+08 | 4.71E+08 | 1.01E+09 | 2.77E+09 | 5.92E+09 |
| ポアソン比 ν | 0.2555 | 0.26 | 0.2645 | 0.2705 | 0.275 |
| 体積弾性率 K (Pa) | 1.50E+08 | 3.27E+08 | 7.12E+08 | 2.01E+09 | 4.38E+09 |
| せん断弾性係数 G (Pa) | 8.79E+07 | 1.87E+08 | 3.98E+08 | 1.09E+09 | 2.32E+09 |
| 粘着力 c (Pa) | 1.14E+01 | 1.14E+01 | 1.14E+01 | 1.14E+01 | 1.14E+01 |
| 摩擦角 ϕ (°) | 65.9 | 65.9 | 65.9 | 65.9 | 65.9 |
| 膨張角 ψ (°) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 引張強度 (Pa) | 7.50E+04 | 1.20E+05 | 1.80E+05 | 2.50E+05 | 3.50E+05 |
| 垂直バネ定数 Kn | 1.71E+08 | 3.68E+08 | 7.93E+08 | 2.19E+09 | 4.71E+09 |
| せん断バネ定数 Ks | 3.19E+07 | 6.42E+07 | 1.30E+08 | 3.25E+08 | 6.47E+08 |
| 雪面からの深さ (m) | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 粘着力 c (Pa) | 1.14E+01 | 1.14E+01 | 1.14E+01 | 1.14E+01 | 1.14E+01 |
| 摩擦角 ϕ (°) | 65.9 | 65.9 | 65.9 | 65.9 | 65.9 |
| 膨張角 ψ (°) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 引張強度 (Pa) | 7.50E+04 | 1.20E+05 | 1.80E+05 | 2.50E+05 | 3.50E+05 |
| 垂直バネ定数 jKn | 8.57E+08 | 1.84E+09 | 3.96E+09 | 1.10E+10 | 2.36E+10 |
| せん断バネ定数 jKs | 1.59E+08 | 3.21E+08 | 6.48E+08 | 1.63E+09 | 3.24E+09 |

表2 氷床解析物性値一覧

| 氷床パラメータモデル | A | B | C | D | E |
|-------------------|----------|----------|----------|----------|----------|
| 密度 ρ (kg/m³) | 900 | 900 | 900 | 900 | 900 |
| ヤング係数 E (Pa) | 1.20E+11 | 1.20E+11 | 1.20E+11 | 1.20E+11 | 1.20E+11 |
| ポアソン比 ν | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 |
| 体積弾性率 K (Pa) | 9.97E+10 | 9.97E+10 | 9.97E+10 | 9.97E+10 | 9.97E+10 |
| せん断弾性係数 G (Pa) | 4.60E+10 | 4.60E+10 | 4.60E+10 | 4.60E+10 | 4.60E+10 |
| 粘着力 c (Pa) | 4.10E+03 | 9.00E+02 | 6.00E+02 | 5.00E+02 | 2.60E+02 |
| 摩擦角 ϕ (°) | 34 | 41 | 54 | 21 | 47 |
| 膨張角 ψ (°) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 引張強度 (Pa) | 1.00E+09 | 1.00E+09 | 1.00E+09 | 1.00E+09 | 1.00E+09 |
| 垂直バネ定数 Kn | 9.87E+10 | 9.87E+10 | 9.87E+10 | 9.87E+10 | 9.87E+10 |
| せん断バネ定数 Ks | 7.20E+08 | 7.20E+08 | 7.20E+08 | 7.20E+08 | 7.20E+08 |
| 氷床パラメータモデル | A | B | C | D | E |
| 粘着力 c (Pa) | 4.10E+03 | 9.00E+02 | 6.00E+02 | 5.00E+02 | 2.60E+02 |
| 摩擦角 ϕ (°) | 34 | 41 | 54 | 21 | 47 |
| 膨張角 ψ (°) | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 引張強度 (Pa) | 1.00E+09 | 1.00E+09 | 1.00E+09 | 1.00E+09 | 1.00E+09 |
| 垂直バネ定数 jKn | 4.94E+11 | 4.94E+11 | 4.94E+11 | 4.94E+11 | 4.94E+11 |
| せん断バネ定数 jKs | 3.60E+09 | 3.60E+09 | 3.60E+09 | 3.60E+09 | 3.60E+09 |

3. 解析結果と考察

数値解析は次の順序で進めた。1)解析場の初期応力状態の決定; 図1の解析場に雪洞がない状態で1000サイクルの計算を行って内部応力の定常状態を確認、2)この解析場から雪洞スペースに相当する積雪ブロックを除去して、釣り合い応力状態の収束計算を行う、3)微小時間刻みごとに各ブロックの動的釣り合い状態を解析。

図2は40000サイクル計算後(換算時間1.17秒後)の瞬間的な釣り合い状態の表示である。天井積雪層の垂れ下がり(これが雪洞断面変形の内で最大)、雪洞側壁の内側への膨らみ、床面の盛り上がり等、雪洞変形の典型が現れている。先に述べたようにブロック間接触要素のバネを実際よりも弱めて設定したので全体的に変形は大きくなっている。

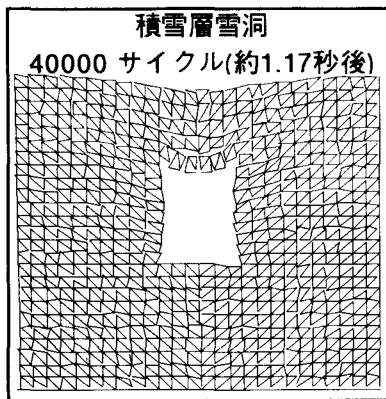


図2 積雪層雪洞崩壊形
40000サイクル

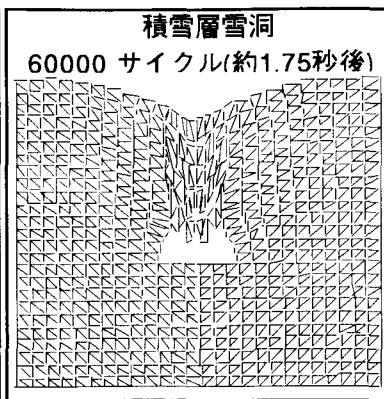


図3 積雪層雪洞崩壊形
60000サイクル

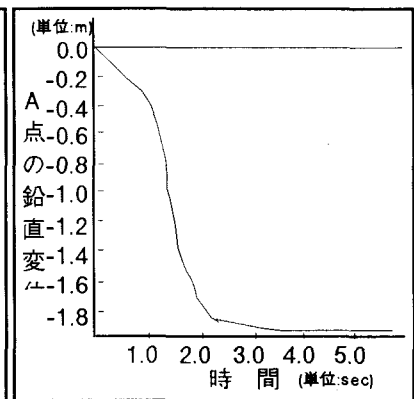


図4 積雪層雪洞天井中点A
鉛直変位時刻歴

図3は60000サイクル計算後(約1.75秒後)の崩壊形である。この例のような矩形断面の浅い雪洞では天井積雪層の崩壊が起こりやすいことがわかる。

図4は、図1に示した雪洞断面天井部の中点Aの鉛直変位時刻歴である。40000サイクルから60000サイクルにかけて雪洞天井の崩壊が急激に進行しているのがわかる。この計算例と同じ力学定数をもった雪洞では天井の下がりかスパンの4/10になったら相当危険な状態といえることができる。

図5,6は、図1の解析場に表2の氷の力学定数を与えた場合の解析例である。 c, ϕ の組み合わせを文献Ⅲから選んで5つのモデル(A～E)についてパラメトリックスタディを行った。計算順序は雪の場合と同様である。

図5はモデルAの200000サイクル計算後(約0.95秒後)の変形図(変形を拡大表示)で、天井の最大下がり量は約3cmである。図6に示した天井中央のA点の時刻歴より、 c, ϕ の値の影響は時間がたつにつれて大きくなるのがわかる。この計算時間の範囲では変位の収斂傾向は確認できないが、氷のクリープ特性から類推すると変位の収束が予測される。

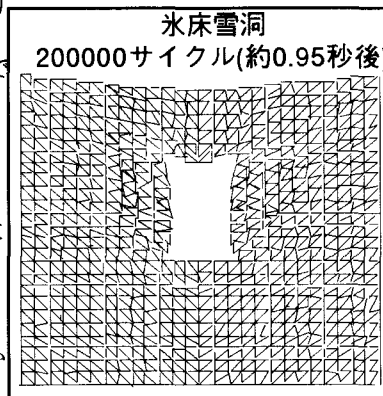


図6 氷床雪洞崩壊形
200000サイクル

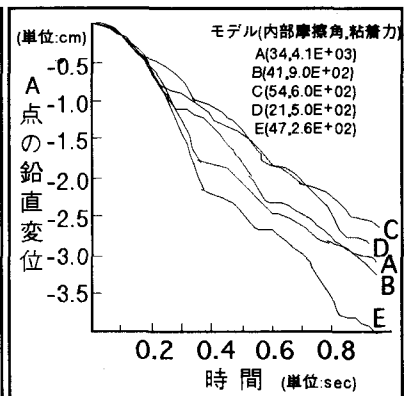


図7 氷床雪洞天井中点A
パラメータによる比較

4. まとめ

個別要素法による雪洞の動的崩壊過程シミュレーションを行った結果、従来の有限要素法による連続体的手法では困難であった崩壊現象を実現することができ、今後の崩壊解析への可能性を示すことができた。しかし、本解析に用いた接触要素の垂直バネ定数・せん断バネ定数の値に対する実験的裏付けが不十分であること、雪に対する内部摩擦角・粘着力のデータが少ないことから、実験データの蓄積と整備が必要と思われる。

【謝辞】

個別要素法2次元解析プログラム UDEC Ver.1.8の使用法等を御指導いただいた掛村氏、日本大学理工学部建築学科、平成6年度の卒業研究として共同作業を進めた樋渡・平部・鷹松・花山の各氏に感謝する。

【参考文献】

- 文献Ⅰ:Cundall P.A., "A Computer Model for Simulating Progressive, Large Scale Movement in Blocky Rock System." Symp. ISRM, Nancy, France, Proc., 2, 129-136, 1971.
文献Ⅱ:亀井勇、松下清夫、和泉正哲(1973):新訂建築学大系20「建築耐風・耐雪論」, 彰国社
文献Ⅲ:Robert Ettema & Gilberto E. Urroz, "On Internal Friction In Unconsolidated Ice Rubble." Cold Regions Science & Technology, 16, 237-247, 1989

東南極、沿岸ードームふじ間の表面積雪中の化学成分

本山秀明・神山孝吉・渡辺興亜（国立極地研究所）

[始めに]

南極氷床への降水メカニズムの解明のためと氷床コア掘削から得られる情報の解釈のために、氷床表面に含まれている物質の情報は重要である。1993年から1994年にかけてS16ードームふじ間の氷床表面の新しい雪を冬明け、春、夏に30km毎に採取した。これらを冷凍状態で日本へ持ち帰り、化学分析した。分析項目は、電気伝導度、pH、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、pH、EC、 H_2O_2 等である。実施項目は、2km毎の雪尺測による雪面変動の観測、10km毎の表面形態の観測及び停泊地での気象観測等である。

[結果]

1. pHは、標高3000m/73Sまではほぼ一定だが、それより内陸ほど低くなる。また夏後半である1月には0.1～0.2ほど低い（図1）。電気伝導度は、冬明けの8月は3000m/73Sまではほぼ一定だが、これより内陸ほど急激に大きくなる。季節が進む11月、1月につれて、増加する立ち上がり地点が北上した。 NO_3^- 濃度も同様な変動をしている（図2）。なおpHと電気伝導度は逆相関を示す。

2. 海塩成分である Na^+ 、 Cl^- は、内陸にいくほど単調に減少するが、ドームふじ付近で増加する（図3）。ドーム付近では夏期間に雪面では霜の発達が顕著だったことが、一つの原因と考えられる。

3. 物質輸送のメカニズムが標高3000m/緯度73Sを境として海洋性と内陸性に分離できる。

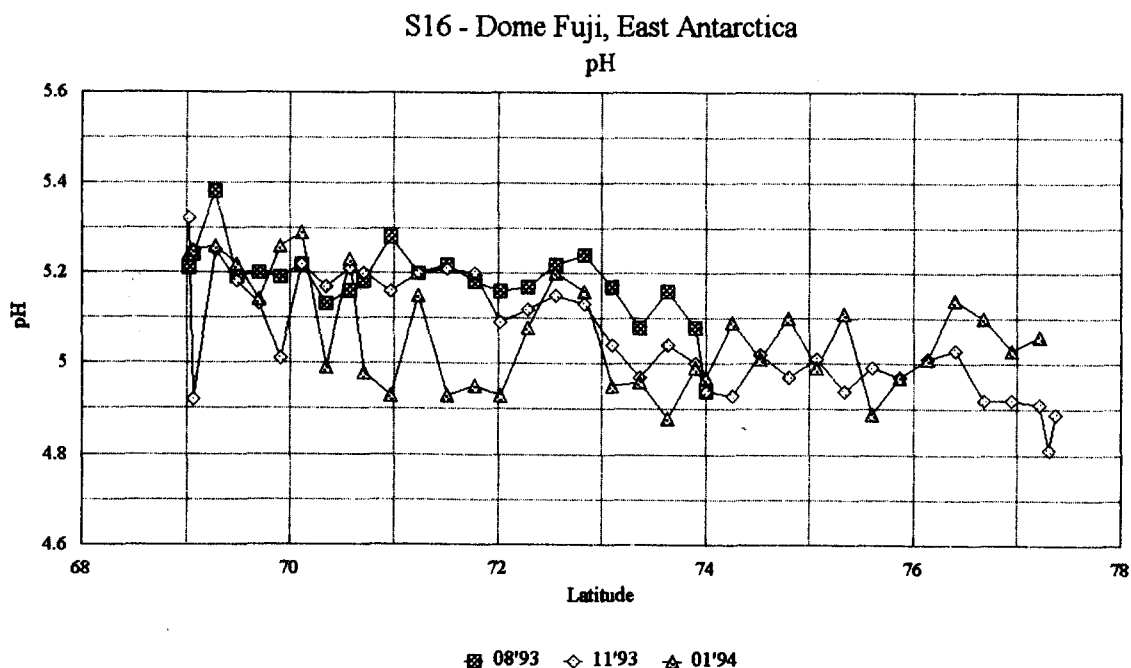


図1. 南極大陸、沿岸S16からドームふじまでの表面積雪中のpH。

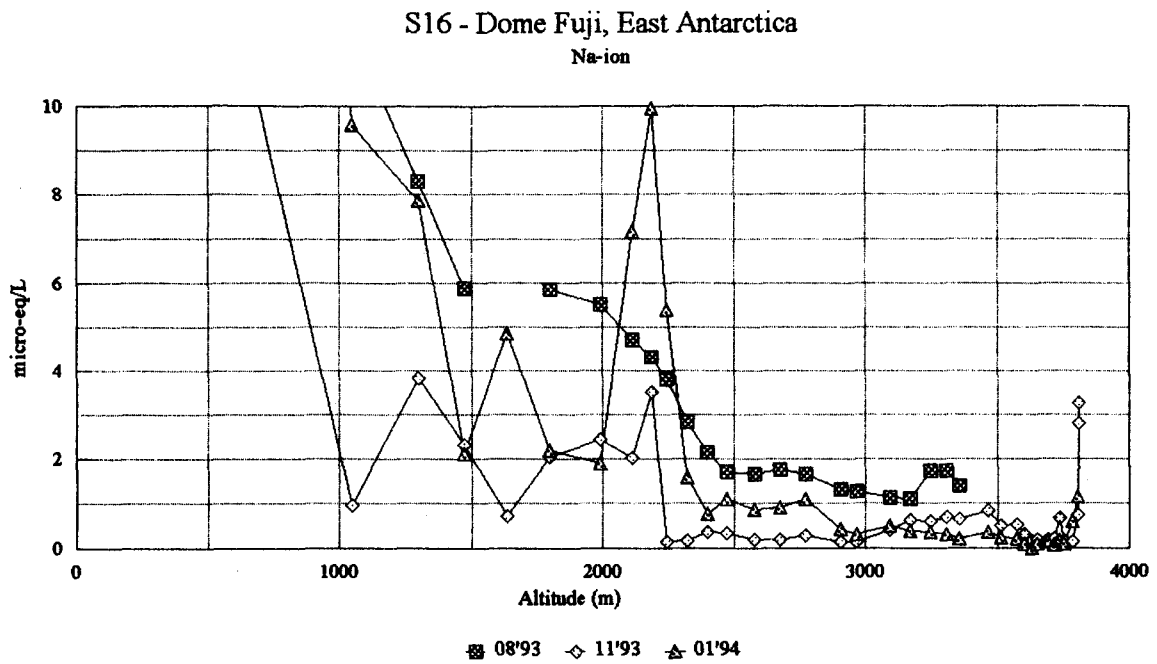


図 2. 南極大陸、沿岸 S 1 6 からドームふじまでの表面積雪中の Na^+ 濃度。

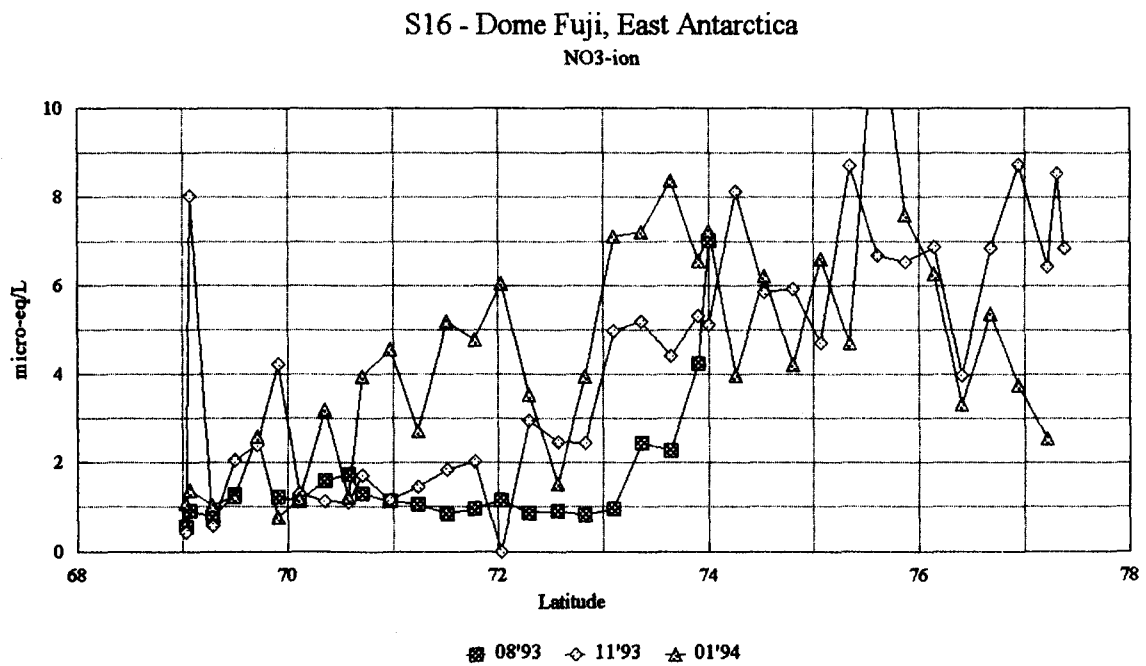


図 3. 南極大陸、沿岸 S 1 6 からドームふじまでの表面積雪中の NO_3^- 濃度。

東南極、S 1 6 ドームふじ間の堆積環境

本山秀明、古川晶雄、藤井理行（国立極地研究所）

[始めに]

第33次と第34次南極観測隊によって1992年10月、1993年11月、1994年1月にS 1 6 ドームふじ間の氷床表面の堆積環境を観測した。実施項目は、2 km毎の雪尺測定による雪面変動の観測、10 km毎の表面形態の観測及び停泊地での気象観測等である。

[結果]

1. 雪面変動

図1と図2に雪面変動量を18 km平均で示した。S 1 6 からみずほ基地間は夏～冬、冬～春、春～夏、みずほ基地からドームふじ間は春から翌春、春から夏の各期間の値である。このルートは2 km毎の標高が発表されており（JARE Data Rep. 194, 1994）2 km間の標高差（傾斜）を18 km平均して同じ図に示してある。これは、地形の指標となり、緯度が大きくなるにつれて傾斜が緩くなるため標高差は変動しながら小さくなる。標高差が上に凸だと地形も高度を増しながら上に凸である。

みずほ基地ドームふじ間は、雪面位置の年間変動量と傾斜（地形）には逆相関が見られる。すなわち、地形の凸部よりも凹部に雪がたまりやすい。逆に夏期間は、値は小さいが地形の凹部よりも凸部にたまるか雪面低下量が少ない。夏と冬の表面積雪の密度分布（圧密の程度）を考えなければならないが、ここでは同じであると仮定する。ブリザードや吹雪によって涵養される地域では、地形により降雪一堆积過程で再分配過程が入る。S 1 6 -みずほ基地間も同様に降雪の再分配が見られる。

2. サスツルギ

南極大陸を滑り降りる斜面下降風によってサスツルギが形成される。内陸トラバース旅行中に、サスツルギの方向と、風向を測定した。中継拠点にて風向の連続観測が行われており、その結果から冬期間に風向が東から南寄りの風になる。トラバースルートでの観測においても、冬期の風向は南に移動する。一方、サスツルギの方向は図3でもわかるが春・夏の風向に一致する。冬には降雪が堆積し、そのドリフトが、削剥によってサスツルギができるため、春夏の卓越風向にサスツルギ方向が一致するのであろう。

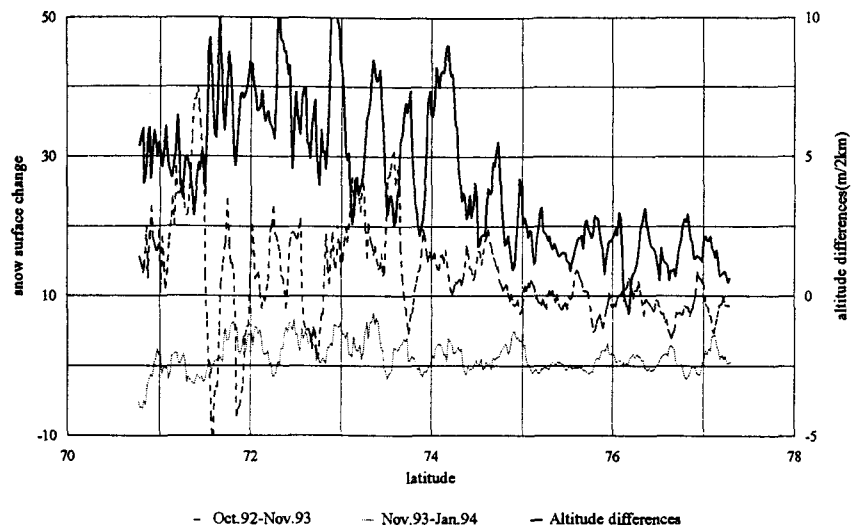


図 1. みずほ基地～ドームふじまでの雪面変動量と、傾斜（地形）。

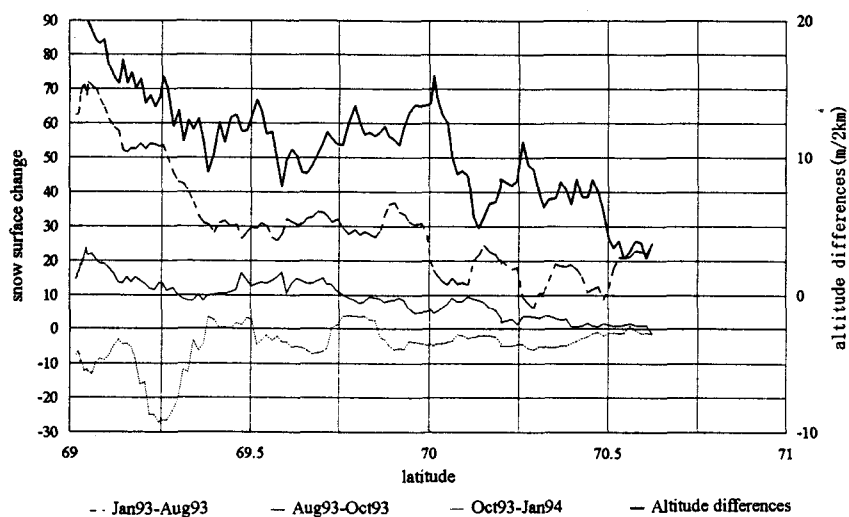


図 2. S 1 6 ～みずほ基地までの雪面変動量と、傾斜（地形）。

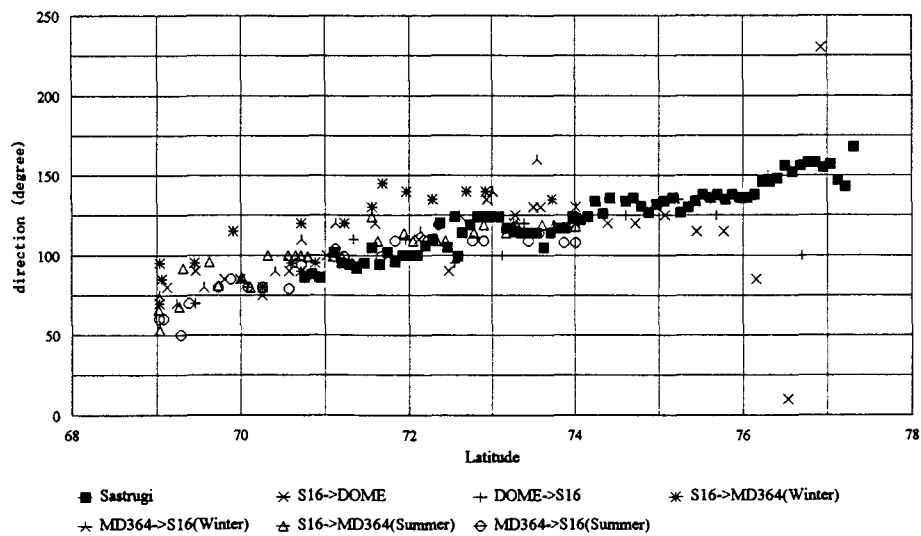


図 3. S 1 6 ～ドームふじまでの、サスツルギ方向と、旅行期間中の風向。

東南極沿岸～ドームFトラバースルート沿いの 表面積雪構造と密度について

白岩 孝行（北大低温研）、庄子 仁（北見工大）、斎藤 隆志（京大防災研）、
横山 宏太郎（北陸農試）、渡辺 興亜（極地研）

1. はじめに

南極氷床の質量収支を議論するためには、雪尺測定などによる雪面レベルの変化に関する情報とともに、表面積雪構造や密度に関する情報が不可欠である。これらについては、みずほ高原を中心にこれまで精力的にデータが集められてきた。今回は、33次隊により新たに開拓されたMDルートを中心に、沿岸域からドームFにかけて約50kmおきに1～2m深のピット観測を行い、積雪表面構造と密度・粒径について観測したので報告する。

2. 観測方法

ピット観測は、1994年10月下旬～11月下旬のドームF旅行の往路(18地点)、1995年1月中旬～2月初旬の旅行帰路(19地点)、および1994年12月初旬～1995年1月初旬のドームF滞在期間(3地点)において実施した。

ピットにおける観測項目は、層構造の記載、密度、粒径である。粒径については、ルーペと粒度ゲージを用い、2cm毎に測定した。密度については、誘電率を利用した密度・含水率計(Snow Fork; Toikka社<フィンランド>製)を用い、積雪表面から2cm毎の値を測定した。解析にあたっては、粒径、密度ともに、表面から100cm深までの50個の測定値から平均値と標準偏差を計算した。

3. 結果

粒径と密度の地理的変化の特徴から、沿岸～ドームFに至る地域の区分を行った。

a. 粒径 (第1図)

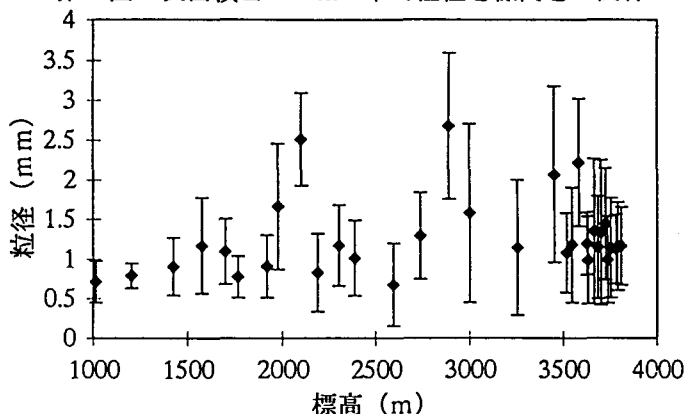
沿岸から標高2000m付近にかけては平均1mm程度の粒径を持ち、標準偏差も1mm以内の幅で比較的小さい(しまり雪/こしもざらめ帯)。

標高2000mから3500mにかけては平均粒径のばらつきも大きく、標準偏差も大きい(風成雪/しもざらめ帯)。この高度帯では平均粒径が2.5mmを越す地点もみられるが、これらは、光沢雪面下に均一なしもざらめが発達した地点である。

標高3500m以上は再び平均粒径のばらつきが小さくなり、標準偏差も小さくなる(しもざらめ帯)。

め帯)。

第1図 表面積雪100cmの平均粒径と標高との関係



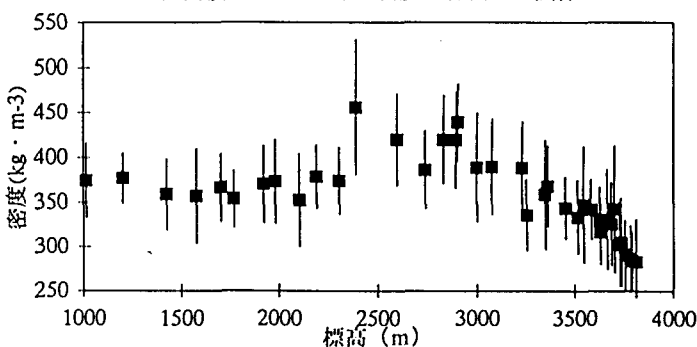
b. 密度 (第2図)

沿岸から標高2300m付近まではほぼ一定の密度(375kg/m^3)をもつ(しまり雪/こしもざらめ帯)。

標高2300mから3500m付近にかけては、平均値が上昇(430kg/m^3)するがばらつきが大きくなる(風成雪/しもざらめ帯)。この理由はパッチ状に発達する密度の大きな風成雪の出現頻度が地点によって大きく異なるからである。

標高3500m以上では、標高が高くなるに従い、平均密度が小さくなる($\sim 280\text{kg/m}^3$: しもざらめ帯)。

第2図 表面積雪100cmの平均密度と標高との関係



当日は、これらの結果と雪尺測定による雪面レベルの変化から、1994年の質量収支についても議論する予定である。

東南極沿岸平頭氷河からの液相流出量の観測

* 齊藤隆志（京大防災研）・横山宏太郎（北陸農試）・渡辺興亜（極地研）

1. はじめに

氷床の質量収支を明らかにするために、涵養量とともに消耗に関する量の情報も重要である。消耗の過程で、氷流によって海に氷が流出するほかに、融解水が流出する場合が考えられるが、液相としての流出する量に関してはほとんど情報がないといえよう。第35次南極地域観測隊の活動期間に、この水量を観測する機会を得たのでこの観測の概要を報告する。

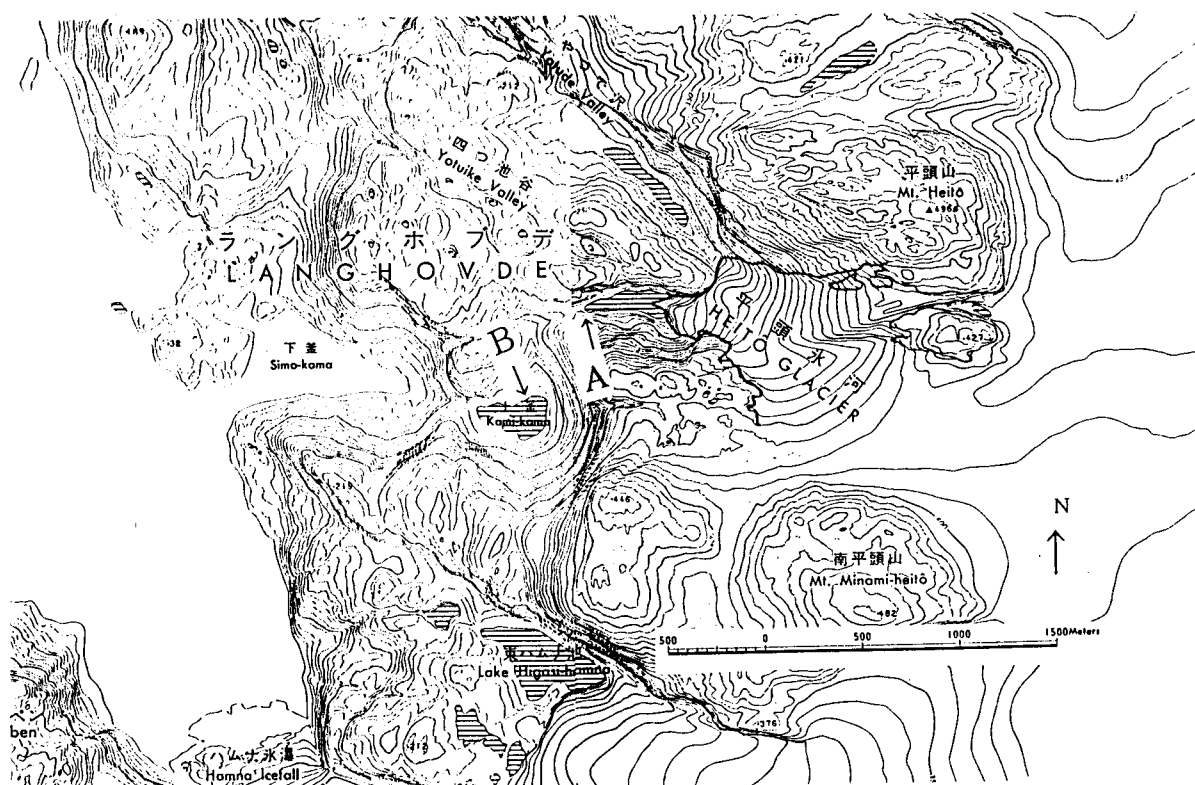
2. 観測方法

東南極沿岸ラングホブデ地域、ラングホブデ氷河から西へ別れる平頭氷河の末端部において、氷河湖から流出する水量を計測するために、図中のA点に水圧式水位計を設置し自記記録した。同地点において、気温および流出水の水温を自記記録した。また、同地点の流出点付近の地形測量および簡単な断面測量をおこなった。

観測期間は、1994年1月4日から機器回収ができた1994年8月1日までと、1994年12月24日から1995年1月27日の2度の夏期間である。このうち、1994年1月から1995年1月の期間には、氷河湖からの流出水が流入する上釜（図中B点）において期間の前後で水位を測定した。

3. 結果

結果のうち、上釜からの流出がないことと水位上昇が50.1mmであったことから、この期間の平頭氷河からの液相の流出量は、約 $2.1 \times 10^3 \text{ m}^3$ であった。流出量の時間的な変化など詳細な解析もあわせて報告する。



アイスレーダによる内部層観測結果と氷床流動について

前野英生、浦塚清峰（郵政省通信総合研究所）

1.はじめに

第33次南極地域観測隊で行なった内陸旅行中（1992年11月～12月）、ドームF地域から沿岸のS16までの地域を雪上車搭載型アイスレーダを使って氷床の観測を行った。本観測によって内部の層状のエコーがはっきりと観測された。この1000kmにおよぶ氷床の基盤と内部層構造が、氷床の断面図として示され、連続した内部層からのエコーを見いだした。このエコーは氷床中の同年代の層を示すものであり、その構造を調べることににより、氷床流動等のダイナミクスに関する情報を得ることができる。ここでは、基盤地形、標高や地域によって、氷床の内部構造の様相とそれらの原因について考察した結果を報告する。

2.測定結果

図1は、ドームF地域からみずほ基地を経由して沿岸部のS16までの氷床基盤と内部構造を現すもので、濃淡は、レーダ受信電力の距離方向に対する微分に比例する構造を示す。白いほどエコーの立ち上がり大きい。基盤エコーは、内部層の受信電力より強くかつ急峻なエコーの立ち上がりを示すため、はっきりと映し出されている。ドームFでは、基盤までの氷厚を最大約3500mまではっきり示されている。内部層からのエコーは、減衰による影響が大きいが地域差があるもののほぼ全域で約2000mの深さまで測定された。内陸部の深さ約2000mから基盤までの間の内部層エコーは、ノイズレベルに達したため検出できなかった。氷床表面近くは、表面からの強い受信波の影響で約200mまでの深さは、エコーが飽和してしまい、この図では、黒い筋として写っている。よってその部分は、内部からのエコーではない。大半のデータは、走行中に測定したもので、水平方向の分解能は約160m/point（この図1では4pointsで1回表示したので約640mおきのデータを並べた）でかつ深さ方向のエコーも水平方向約160mの平均的な値ではあるが結果的には、内部層検出にはノイズが低減されている。所々、立てに筋が見えるのは、雪上車を約2km毎に停止させた地点のデータでありこの部分は、分解能は高いが、層状構造の全体像をつかむにはノイズが大きいため極力除去してある。

3.内部反射エコーから知られる氷床内部構造についての考察

1) ドーム地域の構造: ドームFのボーリング地点はDF80の約10km北のMD732に決定した。この付近の基盤地形は、ほぼ平らな地形であり、かつ、内部層も、基盤地形や氷床表面と並行に見えることから、流動が少ない地域であり垂直に推積したことを示しているものと考えられる。

2) 表面近くのもぐり込み: MD300付近で表面近くの内部層がもぐり込んでいる様に見えるのは、ドームからと同じ源流と別の氷の起源が表面をおおっていると推定される。MD260、MD150、みずほ、H260付近でも見られる。この測定のルートはしらせ氷河の東を通っているのと表面流動の方向から見ても横方向からの流動の合流が考えられる。このもぐり込みは、支流の氷河との合流を示しているのではないと思われる。

3) 基盤山岳部付近の構造: MD600付近等の基盤が山岳の形状を有している所での内部層は、その周辺と内部層の密度が違う。頂上部は、厚みが薄くなっており、基盤地形と表面との中程の内部層は、おおよその基盤地形にそった層構造をなしている。山岳地形の急峻なところは、内部層の立ち上がりも急峻ではあるが基盤よりは緩やかに立ち上がっている。内陸部の1000mから2000m深の内部層は、基盤より緩やかな構造を示している。山岳部の急峻な斜面では、内部層へ垂直方向の圧力構造が見れる。

4) 長距離におよぶ水平構造: 表面から400m～600mの内部層は、ドームからMD400付近まで、つながっている。ドームでのコアの解析と同じ年代の氷の層を示すものとして重要である。また、表面から1000m程の内部層は、つながりにくいもののそれより深い部分では、MD150付近までつながっているようにも見える。ドーム地域から沿岸に向かって数百kmにおよぶ内陸は、内部層がつながっている。

5) MD150より沿岸に近い内部層: MD150より沿岸に近い内部層は、基盤地形に近い内部層まで測定されているが、基盤の影響を受けるとともに基盤にそわない内部層もあり横方向の流動の影響を受けているものと推測される。特にみずほ付近は、横の流動を顕著に示している。H260にいたっては、表面からのもぐり込みと基盤地形の影響や、横方向の流動などによって、内部構造は、複雑になっている。

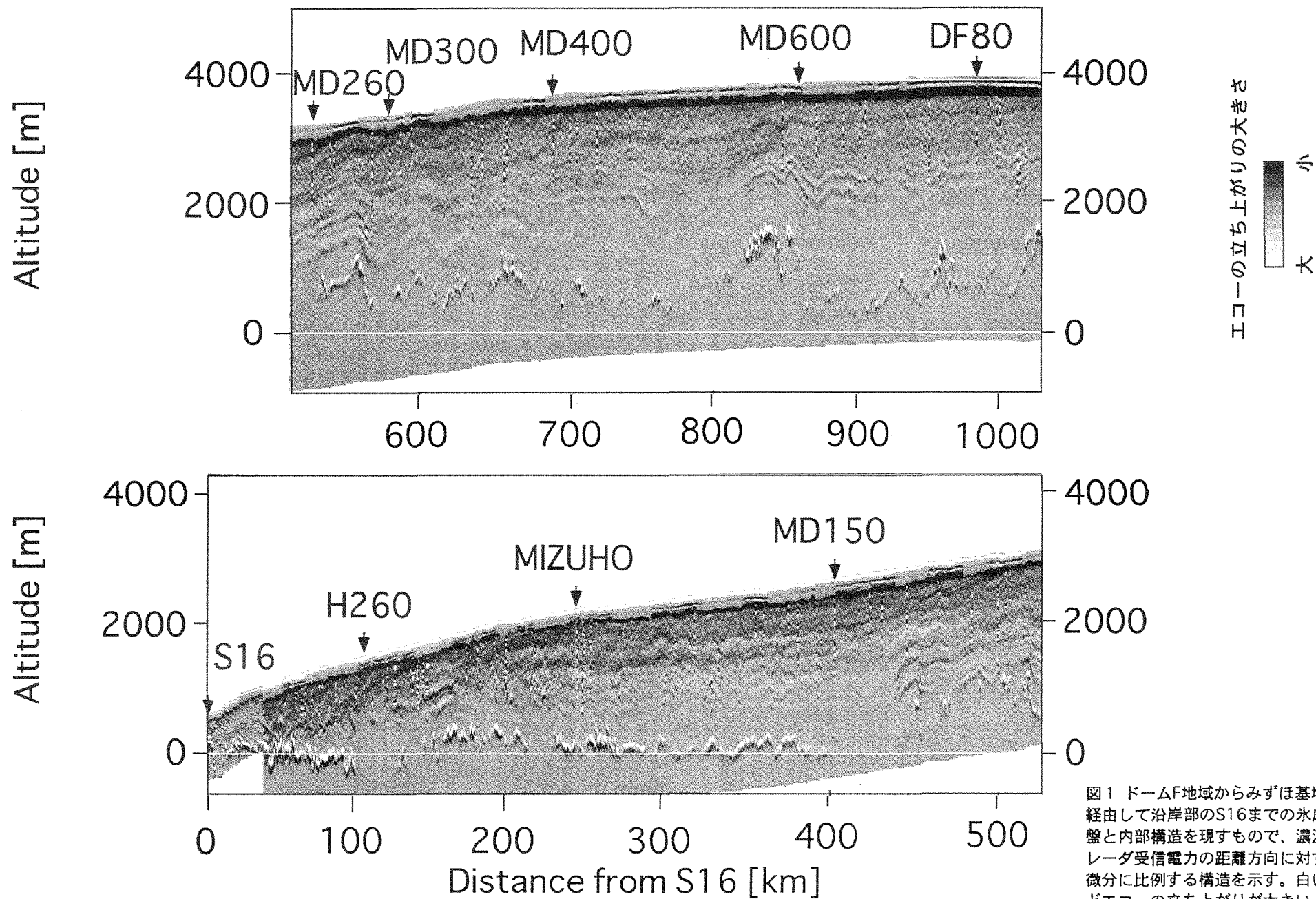


図1 ドームF地域からみずほ基地を
経由して沿岸部のS16までの氷床基
盤と内部構造を現すもので、濃淡は、
レーダ受信電力の距離方向に対する
微分に比例する構造を示す。白いほ
どエコーの立ち上がり大きい。

力の均衡から導かれる白瀬氷床底面の動力学的状態

成瀬 廉二 (北大 低温科学研究所)

白瀬流域氷床の2500m等高線に沿う歪速度テンソル、氷厚、傾斜の測定値を用い、力の均衡 (Force balance) から氷床底面の応力を算出し、水の存在および底面滑りの可能性を考察する。

1. Force balance

x 軸を水平、流動方向に、 y 軸をこれに直角、水平にとる。氷の鉛直柱にかかる x 方向の力のつり合いは、

$$\tau_{dx} + \frac{\partial}{\partial y}(H\sigma_{xy}) + \frac{\partial}{\partial x}[H(2\sigma'_{xx} + \sigma'_{yy})] = \tau_{bx}$$

にて表される (van der Veen and Whillans, 1989; 1992)。ここで、 H は氷厚、 σ'_{xx} 、 σ'_{yy} は偏差応力 (σ_{xy} 、 σ'_{xx} 、 σ'_{yy} は深さについての平均値)。第1項は driving stress ($\equiv D$) で、 $\tau_{dx} = -\rho g H \partial h / \partial x$ にて得られる (ただし、 ρ は氷の密度、 g は重力加速度、 h は標高)。

第2項 ($\equiv L$)、第3項 ($\equiv N$) はそれぞれ鉛直面内に作用するずり応力、垂直応力による drag であり、正のとき氷の柱に駆動力を、負のとき抵抗をおよぼす。右辺 τ_{bx} は氷床底面の抵抗 (basal drag) を示す。応力と歪速度の関係は、

$$\sigma'_{ij} = B \dot{\epsilon}_e^{-2/3} \dot{\epsilon}_{ij}$$

を用いる ($i, j=x, y$)。ただし、 $\dot{\epsilon}_e$ は有効歪速度を示す。2500m等高線に沿う歪三角鎖では、歪速度の y 方向の分布のみ得られているので (Naruse, 1978)、 N は算出できない。そこで、 D 、 L の計算から $\tau_{bx} - N$ を求める。

2. 結果と考察

D 、 L および $\tau_{bx} - N$ の計算結果を図に示す。 $\tau_{bx} - N$ は、0 から 200 kPa の間を変動している。 N は未知量だが、 L の変動 (0 ± 35 kPa) とほぼ同程度と考えられる。もし $N \approx 0$ とみなすと、15 km 地点、160 km 地点では $\tau_{bx} \approx 0$ となる。

氷床底面に水が潤沢に存在すると τ_{bx} は小さく、棚氷下面では $\tau_{bx} \approx 0$ となる (Whillans et al., 1989; 他)。したがって、15 km、160 km 地点では底面滑りが大きい可能性が高く ("池" が存在?)、 $\tau_{bx} - N$ が約 50 kPa 以下の地点では底面滑りが生じている可能性がある。また、西南極等の解析結果 (Hulbe and Whillans, 1994; 他) と同様に、底面の融解スポットと凍結スポットはパッチ状に点在しているようである。

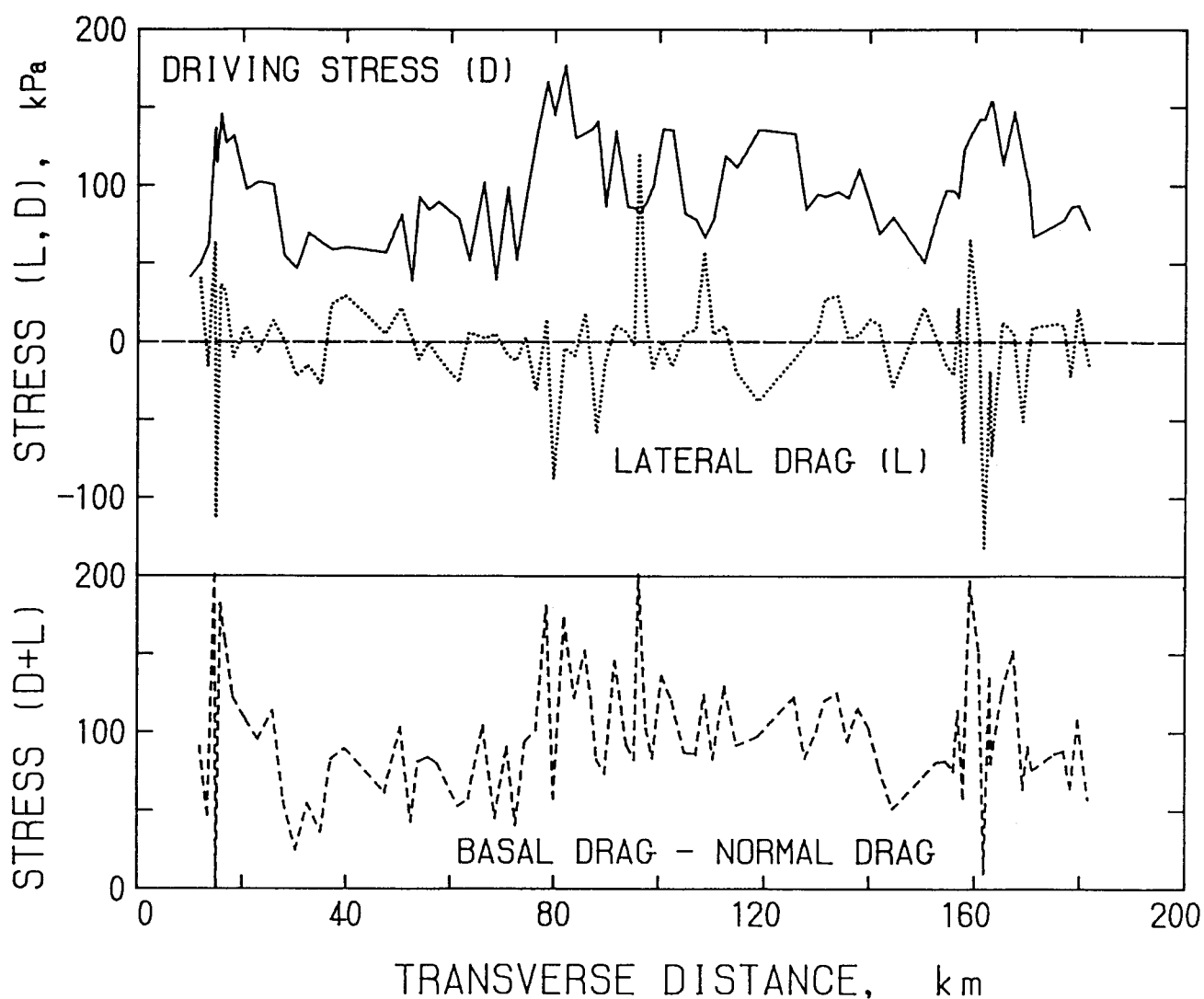


図. 白瀬流域氷床の2500m等高線に沿う driving stress, 側面drag, および 底面drag - N の分布 ($B=1.5 \text{ MPa a}^{1/3}$ の場合)。距離 0 km は(71°51' S, 36°47' E)、180 km は(72°00' S, 41°57' E)を示す。

References

- Hulbe, C. and Whillans, I. (1994): *Annals Glaciol.*, 20, 254-262.
- Naruse, R. (1978): *Mem. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue*, No.7, 198-226.
- van der Veen and Whillans, I. (1989): *J. Glaciol.*, 35/119, 53-67.
- van der Veen and Whillans, I. (1992): *J. Glaciol.*, 38/130, 412-416.
- Whillans, I. *et al.*, (1989): *J. Glaciol.*, 35/119, 68-80.

南極昭和基地における、レーザーヘテロダイン分光計を用いた
オゾン・メタン・一酸化二窒素・硝酸の観測

小出理史・田口 真・福西 浩・青木周司（東北大・理）
岡野章一・渡辺興亜（極地研）、横山宏太郎（北陸農業試験場）

1. はじめに

第35次日本南極地域観測隊では、オゾンホールや地球温暖化現象に関連する表記気体の赤外分光観測を計画し、このために新規開発した赤外レーザーヘテロダイン分光計（以下TDLHS3と書く）を昭和基地に設置して観測を行った。TDLHS3は発振波数の異なる4個のレーザーを搭載しており、これによって複数の大気微量成分を観測することが可能である。以下に観測の経過と得られた結果を示す。

2. 観測経過

観測は昭和基地の観測棟で実施した。太陽を自動追尾するサンフロッワーを屋上に取り付け、TDLHS3（棟内に設置）に太陽光を導入した。1994年3月8日に初めてオゾンの吸収スペクトルを確認し、その後ノイズ対策を進めて実用レベルの信号を得たが、3月の天候不良のため本格的な観測は冬開け後の9月以降となった。

観測の方針として、冬開け後早い時期

はオゾンを最優先で観測し、一酸化二窒素の観測も適宜行った。オゾンの観測はレーザーの劣化に伴い11月中旬で終了とした。その後はメタンの観測を重点的に行い、一酸化二窒素の観測も継続した。硝酸用のレーザーは特性が国内で検定したものから大きく変化しており、波数を確定できない状態で観測を行った。現在波数の同定作業を進めているが、硝酸の吸収線は確認できていない。しかし、アンモニアが観測されていることは判明している。

3. 観測結果

図1に、得られた分光データの例を示す。これは1994年9月30日に観測された、オゾンによる吸収スペクトルである。観測日数は各気体毎にオゾンが13日、一酸化二窒素が9日、メタンが6日、アンモニアが13日であった。発表までにはオゾンを中心に解析を進め、オゾンホール期の変動について何らかの結果を示す予定である。

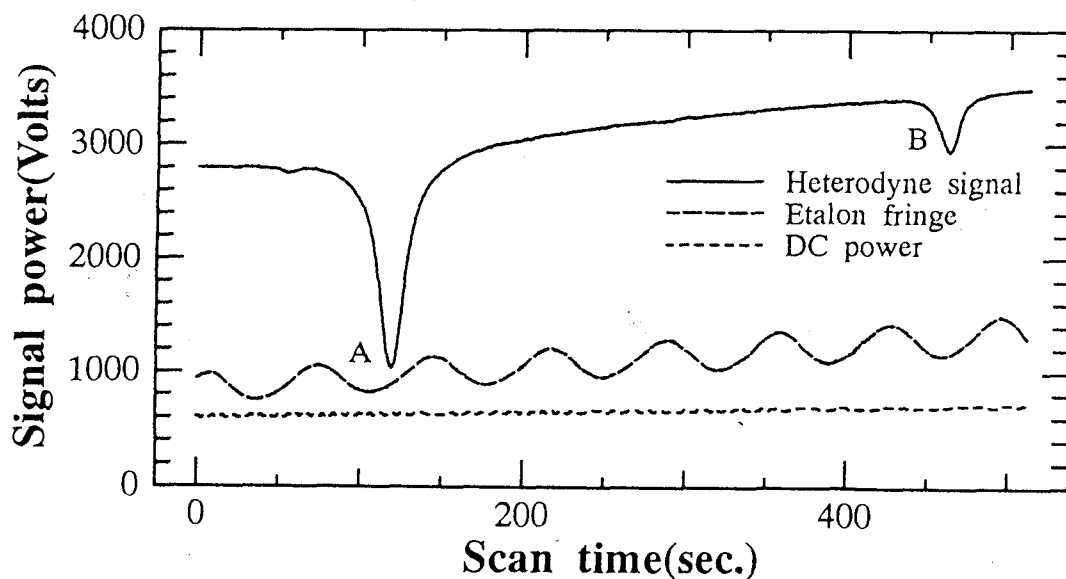


図1. TDLHS3で観測された赤外分光データの例。このデータは1994年9月30日15時39分LTからのもので、Aが 1104.0767cm^{-1} 、Bが 1104.1578cm^{-1} の、いずれもオゾンによる吸収線を表す。

昭和基地における海塩粒子と硫黄化合物粒子の化学組成

原圭一郎¹, 菊地正², 古谷圭一², 林政彦¹, 藤井理行³, 岩坂泰信¹

1 : 名古屋大学太陽地球環境研究所

2 : 東京理科大学理学部応用化学科

3 : 国立極地研究所

1. はじめに

海洋大気中に存在する海塩粒子、硫酸やMSAの粒子の観測は世界各地で行われている。近年では、海塩成分と酸性エアロゾル（例、硫酸）や酸性気体が反応し、海塩粒子からHClが大気中に放出されることが知られているが、その変性過程は複雑であり不明な点が多い。特に極域では日射量の季節変動に伴い、海塩粒子と硫黄化合物（ガス、粒子）の相互作用に季節的な違いが生じている可能性がある。ここでは、1991年に昭和基地で捕集したエアロゾルをマイクロプローブ分析法により、個々の粒子組成を分析し海塩粒子と硫黄化合物の相互作用について検討した。

2. 試料及び分析

測定試料は、昭和基地で1991年2～12月にハイボリュームエアサンプラー（紀元電子工業社製：CP S-105）を用いて分級捕集した。捕集粒径区分は、 $>10.9\mu\text{m}$, $10.9-5.4$, $5.4-1.6$, $1.6-0.7$, <0.7 である。この試料をレーザーマイクロプローブ質量分析法（LAMMS, Leybold-heraeus, LAMMA-1000）と走査型電子顕微鏡-エネルギー分散型X線分析法（SEM-EDX, Hitachi, S-5000）により化学組成および元素組成の分析を行った。LAMMSでは $10.9-0.7\mu\text{m}$ の粒子を合計約4800個、SEM-EDXでは $1.6-0.7\mu\text{m}$ の粒子を約1800個分析した。

3. 結果及び考察

図1に、SEM-EDXにより海塩成分を分析した結果を示す。分析対象とした粒子は粒径 $1.6-0.7\mu\text{m}$ の海塩粒子であり、図中の点は各粒子の組成を示している。捕集母材のアルミニウムが高強度に検出されてしまい、各元素の定量を行うことが困難であったため、図1ではNa, Cl, Sのピーク面積の比によって示している。なお、図1中の直線は塩化ナトリウム、硫酸ナトリウムの水溶液を用いて描いた検量線を示している。図1から、日射のない極夜（6月）には海塩粒子の多くは変質しておらず（図1-a）、日射の増加に伴い、変質している海塩粒子が増加し（図1-b）、特に夏季にはClを消失している海塩粒子が多いことがわかる（図1-c）。Clの減少に伴い、Sが増加してい

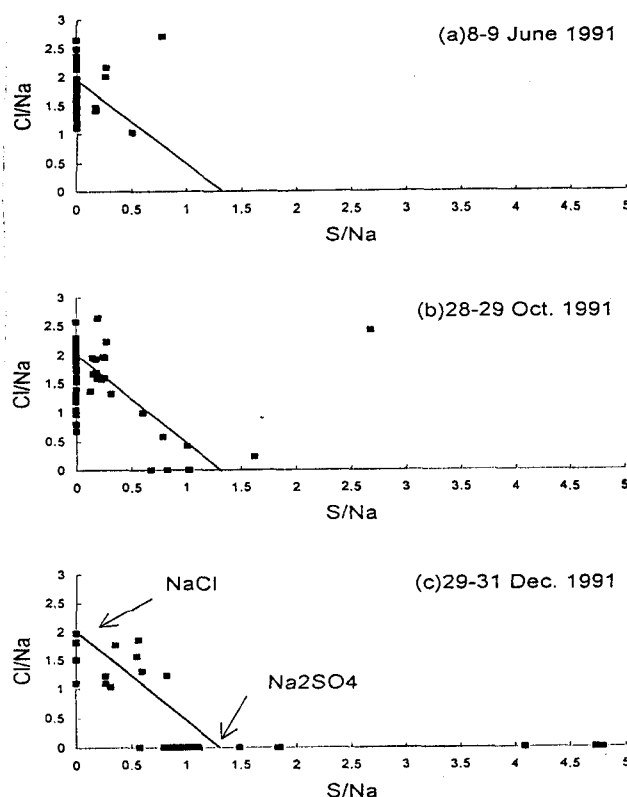


Fig.1 Peak area ratios of S/Na versus those of Cl/Na

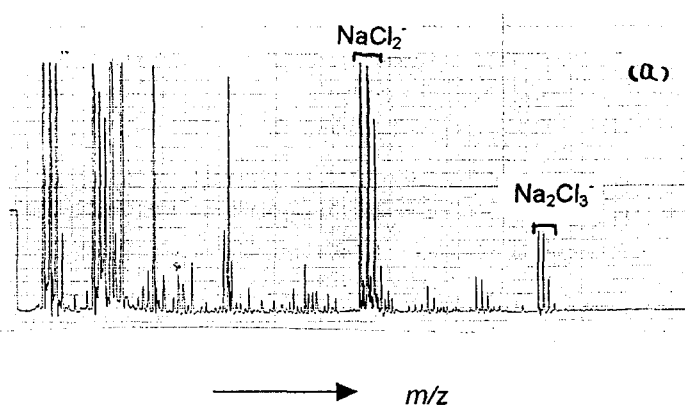
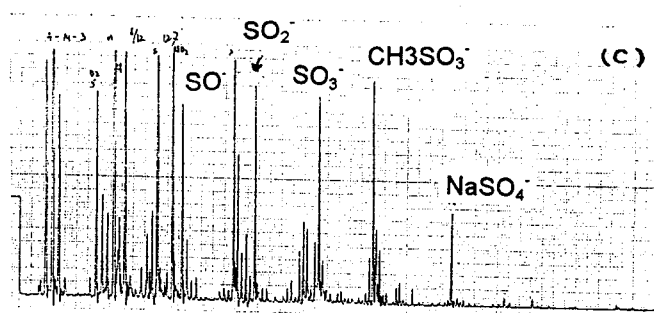
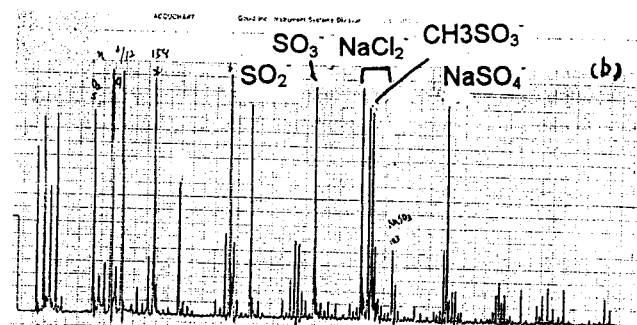


Fig. 2 Examples of LAMMS spectra
a: sea salt particle, b: particle containing sea salts, MSA and sulfates and c: MSA and sulfates

ることから、Sを含む酸が関与しているとみられる。この硫黄化合物は、一般的には硫酸やMSAと考えられている。この点を明確にするために、LAMMSによる組成分析を行った。LAMMS分析より得られた海塩粒子(5.4-1.6 μ m)の組成の一例を、図2に示す。海塩成分の主成分(NaCl_2 等)のみが検出される粒子(図2-a)、だけではなく、メタンスルホン酸(CH_3SO_3^-)や硫酸ナトリウム(NaSO_4^-)と共に検出される海塩粒子(図2-b)、MSAや硫酸ナトリウムのみが検出される粒子(図2-c)、が存在していた。このことは、大気中に存在する海塩粒子が、光化学反応生成物であるMSAや硫酸によって変質されていることを示唆している。以上から、海塩粒子と硫黄化合物(MSA, 硫酸)粒子の間には密接な関係があることが予想される。

LAMMSにより、個々の粒子(5.4-1.6 μ m)の組成分析をした結果から得られたMSAや硫酸を含むエアロゾル粒子が検出される頻度の季節変化を図3に示す。冬季においてはS化合物を含む粒子は少なく(約40%)、海塩粒子と共に挙動するS化合物も少なかった(30%以下)。春(9-11月頃)には日射量の増加に伴い、Sを含む粒子が増加していた(約20%→95%)。同時に海塩粒子が共存する粒子の割合も増加していた(約10%→55%)。夏から秋(12-3月)には、他成分と独立に存在するS含有粒子が多く見られ(約20-70%)、海塩粒子と混在するものは相対的に量が減少していた(5%未満)。この傾向は、0.7-1.6 μ mの粒径区分でも同様に見られ、EDXによる元素組成分析結果も考慮すると、日射量やMSAや硫酸の前駆体(例、DMS)の乏しい春には生成したMSAや硫酸が、海塩粒子へのガス成分の取り込みや、微小粒子の凝集により消費されるのに対し、日射量が豊富な夏にはMSAや硫酸が多く、気体から直接粒子化した粒子(homogeneous nucleation)が多いと考えられる。このような季節変動は日射量だけではなく、発生源からの輸送プロセスや輸送中における変質(ガス吸収や凝集等)のプロセスなどが複雑に関与していると考えられる。

今後、海塩粒子の変質と輸送、硫黄化合物の循環などの関係を明らかにするためには、今回用いたマイクロプローブ分析法に、エアロゾルの粒径分布やガス成分の同時観測を行い、気象条件の変動と共に解析していくことが必要であろう。



→ m/z

Fig.2 (continued)

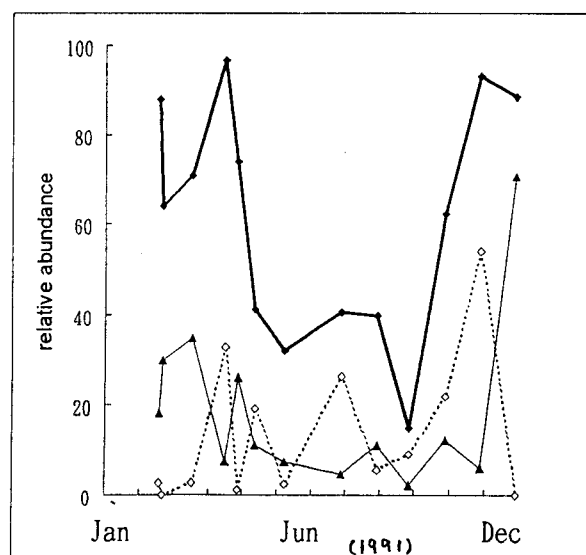


Fig. 3 Seasonal variation of sulfates and MSA

thick line: total abundance, broken line : detected with sea salts and fine line: detected without other species.

南極昭和基地における硫黄化合物の季節変化

古賀聖治(資環研)、永尾一平、田中浩(名古屋大学)、
小林智子、藤井理行(極地研)、青木周司(東北大)

1. はじめに

1993年2月13日から翌年1月27日までの一年間、昭和基地において、フィルター上にエアロゾル粒子を捕集した。南極大気中の硫黄循環を解明するために、メタンスルホン酸(MSA, $\text{CH}_3\text{SO}_3\text{H}$)と非海塩性硫酸塩(nss-SO_4^{2-})の濃度を測定したので報告する。

2. 観測と分析

外気を地上4mの高さから、テフロンチューブ(内径4mm、外径6mm、長さ3m)を通して、19-20L/minで観測棟内に吸引した。総吸引量は、最小18.4 m^3 、最大244.9 m^3 である。捕集には直径47mmのニュークリポアフィルター(ポアサイズ: 0.4 μm)を使用した。

フィルターを約50mLの超純水に入れ、抽出試料の2.5mLをAG4A(濃縮カラム)に濃縮し、その後、AS4A(分離カラム)に試料を流し、イオンクロマトグラフィーにより分離・定量を行った。分析には、Dionex 2000i/spを用いた。ギ酸とMSAの分離を実現するために、溶離液に1mM NaHCO_3 と2mM Na_2CO_3 の混合溶液を使用した。溶離液の流速は、1.5mL/minであり、カラム温度は40 $^{\circ}\text{C}$ である。しかし、この溶離液は、 SO_4^{2-} の分析には適していない。溶出時間が長く、検出感度も鈍化するからである。硫酸塩分析には、3mM NaHCO_3 と2mM Na_2CO_3 の混合溶液を使用した。

3. 分析結果

CH_3SO_3 濃度は、夏季に高く(最大値: 91.5 ng m^{-3})冬季に低い(最低値: 0.8 ng m^{-3})季節変化を示している(図1)。非海塩性硫酸塩濃度も同様の季節変化を示している(図2)。しかし、濃度の振幅は CH_3SO_3 のそれよりも小さい。そのため、図3に示すように、MSA/ nss-SO_4^{2-} モル比は、夏季に高く(~ 0.4)冬季に低くなる(最低値: 0.02)。

冬季における全硫酸塩濃度の急増は、海塩粒子の大量流入が原因と考えられる。この時期を除けば、エアロゾル粒子中の硫酸塩は、大部分が非海塩性であることがわかる。

4. 議論

エアロゾル粒子中にMSAが存在し、硫酸塩の大部分が非海塩性であること、更に、いずれの濃度にも季節変化がみられることから、これらは、植物プランクトン起源の硫化ジメチル(DMS, CH_3SCH_3)の酸化によって生成した物質であることがわかる。また、MSA/ nss-SO_4^{2-} モル比の季節変化は、DMSの酸化過程が季節を通じて一様でないことを示唆している。

硫化ジメチルは、光化学反応によって生成するOHと夜間に存在する NO_3 との反応によって酸化される。冬季には、OH濃度が極めて少なくなるため、DMSは NO_3 との反応によって主に酸化されるであろう。硫化ジメチルとOHとの反応からMSAが生成し、それは nss-SO_4^{2-} の生成経路とは異なっていると仮定すると、MSA/ nss-SO_4^{2-} モル比の季節変化をうまく説明することができる。

図1 MSA濃度の季節変化

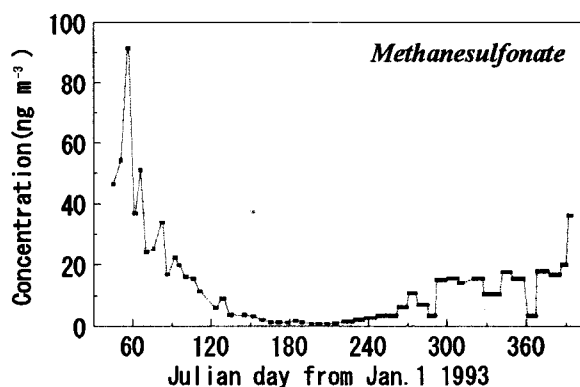


図2 硫酸塩・非海塩性硫酸塩濃度の季節変化

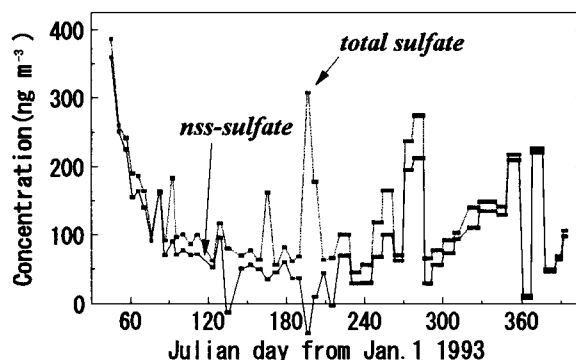
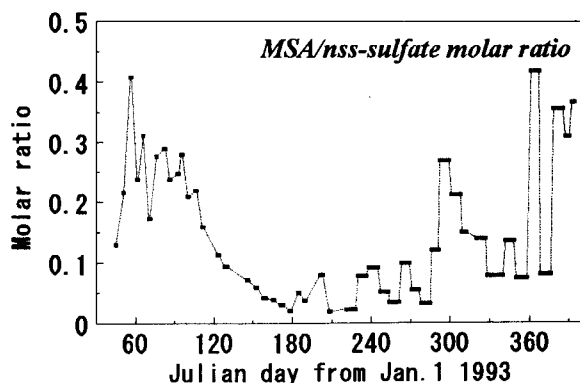


図3 MSA/ nss-SO_4^{2-} モル比の季節変化



南極昭和基地におけるエアロゾル中の脂質成分の分布

錦織睦美、河村公隆（都立大理）、林政彦（名大S T E研）

【はじめに】 近年、南極氷床コア試料に含まれている二酸化炭素、メタンなどの気体及び無機成分の研究により、過去から現在に至る気温の変動などが明らかにされてきた。氷床コア試料から得られる情報を大気情報に翻訳するためには、大気から氷床への物質輸送、他の大気領域から南極大気への物質輸送に関する理解が不可欠である。このため、南極エアロゾルに含まれる化学成分の分布と挙動の研究は重要である。南極エアロゾル中の化学成分に関する報告は、無機物に関するものはあるが有機物に関するものはほとんどない。エアロゾル中に含まれる有機化合物、とりわけ脂質成分は、海洋生物、陸上生物に関する情報や大気中での光化学反応に関する情報を持っている。

本研究は、南極昭和基地エアロゾル中に脂質成分を検索し、その分布の特徴から昭和基地エアロゾルの起源と化学的変質について考察することを目的とした。

【試料と分析法】 エアロゾル試料（4 試料）は、南極昭和基地にて1991年3月から12月に採取された。試料は、ハイボリュームエアサンプラーを用いて、石英フィルター上に $0.7\mu\text{m}$ 以下の粒子を捕集した。フィルター試料の一部から、 CH_2Cl_2 、 MeOH によって脂質成分を抽出し、更に中性成分と酸性成分に分画した。中性成分は、シリカゲルカラムクロマトグラフィーにて4 画分に、酸性成分は、 BF_3/MeOH を用いてメチルエステル誘導体化した後、3 画分に分けた。化合物の測定は、GC及びGC/MSにより行った。この操作における回収率は、モノカルボン酸（C16） 68%、ジカルボン酸（C11） 84% であった。操作上の誤差は、モノカルボン酸、ジカルボン酸画分でそれぞれ平均 8%、11% であった。

【結果と考察】 南極エアロゾル中のモノカルボン酸画分から、炭素数 8~28の直鎖飽和脂肪酸を検出した。濃度範囲は $3.34\sim 8.09\text{ng}/\text{m}^3$ であり、北半球の中緯度大気のおよそ 100 分の 1 であった。図 1 にそれらの濃度分布を示す。偶数炭素数を持つミリスチン酸（C14）、パルミチン酸（C16）、ステアリン酸（C18）が優位を示した。これらのモノカルボン酸は、主として海洋プランクトンに由来すると考えられる。一方、陸上高等植物由来の高分子量モノカルボン酸（C20~C36）の濃度は相対的に低かった。これらの結果より、南極昭和基地の大気中の有機物は、海洋生物からの寄与を強く受けているが、陸上植物・土壌からの影響は小さいものと考えられる。

ジカルボン酸画分からは、炭素数 6~14の α,ω -ジカルボン酸及び炭素数 8と9のオキソ酸を検出した。光化学的酸化生成物である α,ω -ジカルボン酸（C6~C11）が全炭素（TC）にしめる割合は、夏に高く冬に低い傾向が認められ、日射量との正の相関を示した。このことから、南極大気中では、夏に有機物の光化学的酸化が活発に起こっていることが示唆された。

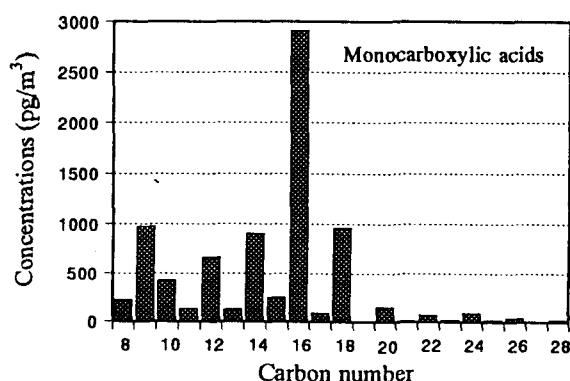


図 1 昭和基地エアロゾル (S3) 中のモノカルボン酸の濃度分布

南極昭和基地に於ける極夜期間を含むオゾン全量の年々変化（1961—93）

忠鉢 繁（気象研・物理）

1. はじめに

南極オゾンホールが発達に伴い、南極昭和基地（69° S, 40° E）で観測されるオゾン全量の減少の大きさも年々大きくなっている。本論文においては、南極オゾンホールの季節的な開始時期、オゾン全量の減少速度の年々の変化について議論する。

2. データ

本論文注で用いられるオゾンデータはAntarctic Meteorological Data, Special Volume No. VI（気象庁、1995）から得た。

3. 解析

1982—93年の旬平均オゾン全量から6月—7月の平均オゾン全量を差し引いた差を第1図に示す。1982—93年の6月—7月の平均オゾン全量に有為なトレンドは見られない。第1図から6月上旬から8月上旬まではオゾン全量の季節変化が著しく小さいことがわかる。また春期のオゾン全量の減少は8月上旬には見られず、8月中旬から始まっていることがわかる。第2図に各年の8月上旬—9月上旬のオゾン全量の減少速度及び8月上旬—9月上旬のオゾン全量の減少速度を重ね合わせて示す。8月のオゾン全量の減少速度は1982—86年はほぼ一定であったが、1987—93年は年と共に増加していること、9月のオゾン全量の減少速度は1982—1993年においてほぼ一定であることがわかる。第3図に100hPaの気温が—50度より高くなる日（7月1日を1としている）の年々の変化を示す。この日が1.22日/年の割合で遅くなっていることがわかる。

4. 結論

春期のオゾン全量の減少は8月上旬には起こっていない。

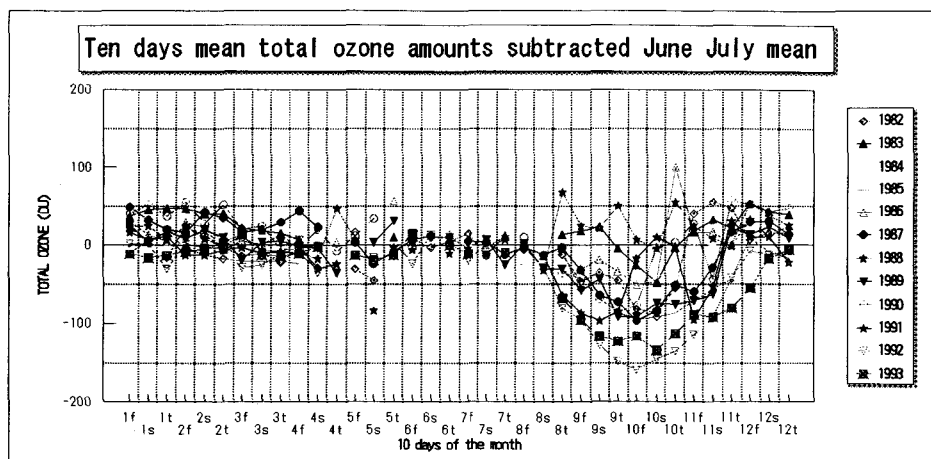
昭和基地に於けるオゾン全量の減少の開始は、8月中旬以降である。

8月のオゾン全量の1日あたりの減少量は1987年頃から増大している。

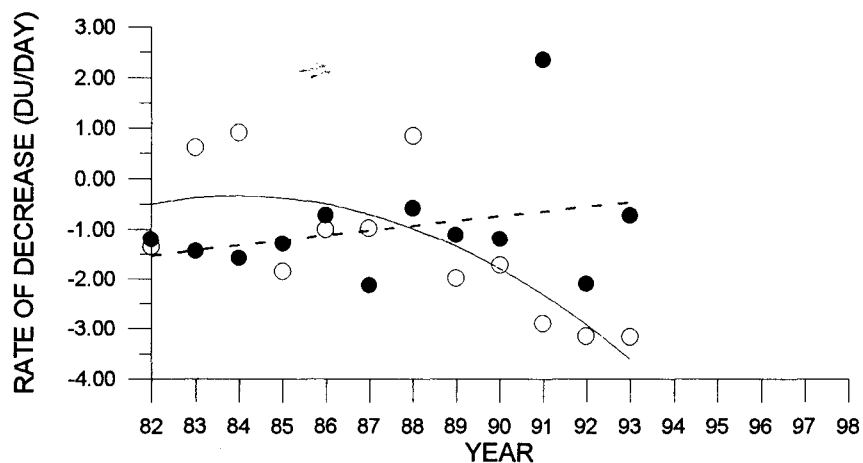
9月のオゾン全量の1日あたりの減少量はほぼ一定である。

8月のオゾン全量と9月のオゾン全量の間には強い正の相関がある。

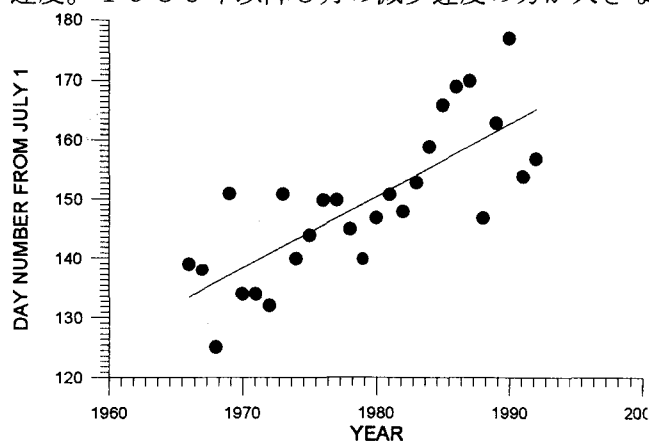
昭和基地上空の100hPa気温が—50度以上になる日が年々遅くなっている。



第1図 旬平均のオゾン全量と6-7月の平均オゾン全量の差を示す。横軸の1f, 1s, 1tはそれぞれ1月上旬、1月中旬、1月下旬を示す。



第2図 8月上旬から9月上旬のオゾン全量の減少速度と9月上旬から10月上旬の減少速度。1989年以降8月の減少速度の方が大きな値を示している。



第3図 100 hPa の気温が -50°C より高くなった日を7月1日を1とする通日で示す(1982年まで)。この図から極渦の崩壊が年々遅くなっていることが推定される。

南極オゾンホール の 水平構造 の 変化

川平浩二 白鳥和賀子 (富山工業高専)

1. はじめに

9月に限ってみると、南極オゾンホールは1989年から1994年まで、6年連続して深まっている。この間には、ピナツボ火山噴火の影響があると考えられている。しかし、Kawahira等(1995)によれば、1990年以来、波数1の振幅が増大していることが指摘されている。つまり、力学的な影響も深く関連していることを示している。

今回は、1991年から1992年(4月)までのTOMSオゾンデータを波数解析し、振幅と緯度円分布の間にどのような関係があるかを調べた。

2. データと解析方法

経度5度毎の日々のオゾン量を1991年1月1日から1993年4月30日までの期間について解析した。日々の緯度円のフーリエ解析により、各日と各緯度毎の月平均の振幅とそれらの偏差を求めた。振幅は定常成分を、偏差は非定常成分をそれぞれ示している。

3. 解析結果

図(a)は、1991年9月の赤道から南極までのオゾン量解析結果を示した。月平均のZonal Mean、波数1と2の振幅の分布を示しており、さらに各成分の偏差も示した。

特徴は、75°Sより極側のオゾン量は150DU程度の低い値となっている。

一方、波数1の振幅の最大値は65°Sあたりで、90DU程の大きい値になって

いる。波数1の偏差は、70°Sに、最大値があるが、振幅の約1/2になっている。波数2の偏差はtraveling partを表しており、60°Sに最大値がある。

卓越な波数1の定常成分が60°Sを中心として、大きく分布していることは、低いオゾン量が赤道側へも広がっていることを示している。

これらの特徴は、図(b)の10月についてもみられる。

参考文献

Kawahira, Hasegawa and Hirooka
(1995): Recent Sudden Changes of the Horizontal Structures in the Antarctic Ozone Hole

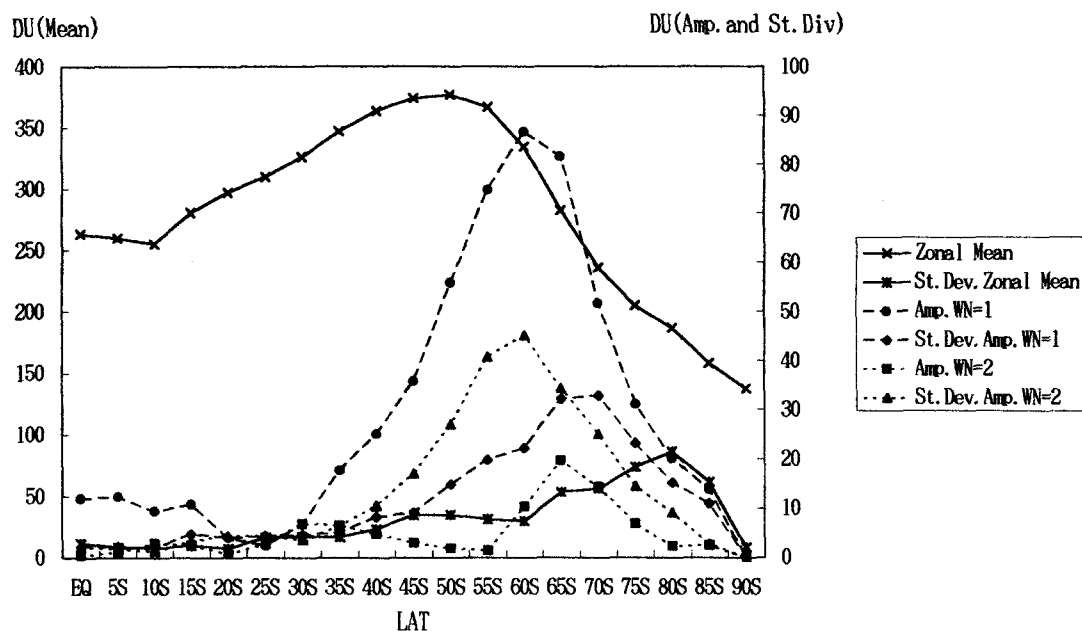


図 (a) 1991年9月のオゾン量と波数1と2の振幅、
および波数1と2の偏差

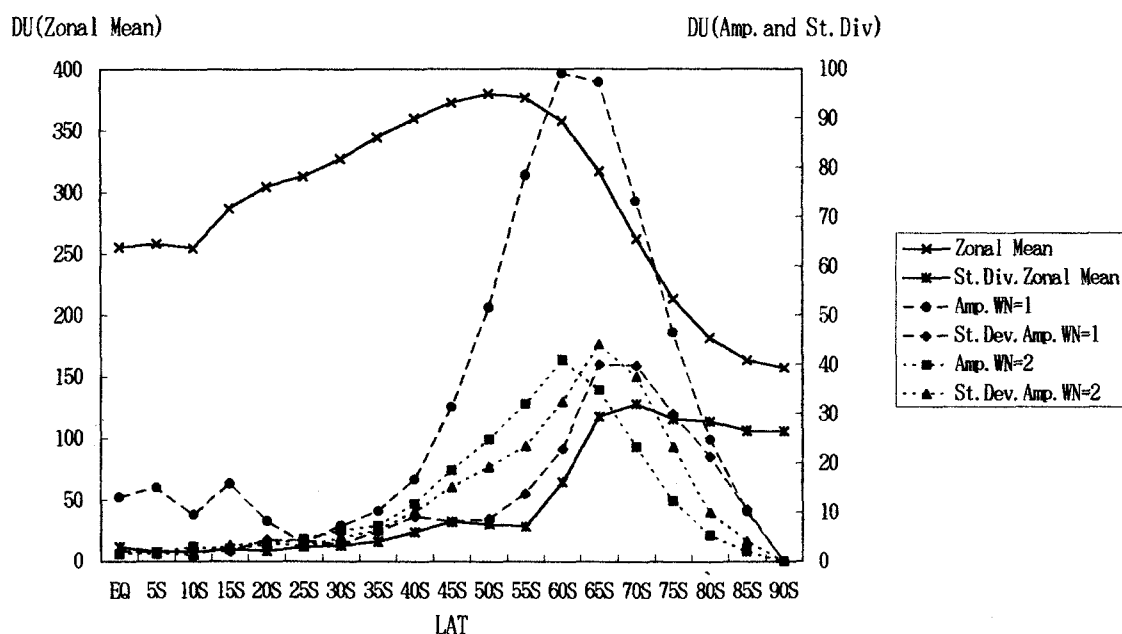


図 (b) 1991年10月のオゾン量と波数1と2の振幅、
および波数1と2の偏差

注：Zonal Meanの振幅は左目盛り、その他は右目盛りである。

南極昭和基地における大気中CO₂の酸素同位体比の測定

村山昌平（資源環境研）中澤高次・青木周司・田中正之（東北大）
清水明（国環研）林政彦（名古屋大）森本真司・川口貞夫（極地研）

1. はじめに

大気中CO₂の酸素と水の酸素との間には、水和反応を伴った同位体交換反応が起こる。従来、大気中のCO₂の酸素同位体比 $\delta^{18}\text{O}$ の変化は、大気中CO₂と海水間の酸素同位体交換により主に決定されていると考えられてきた。しかし、近年、大気-生物圏間のCO₂交換に伴う酸素同位体交換が、 $\delta^{18}\text{O}$ の変化の重要な要因であるとの説が提案され、炭素循環に関する新しいトピになりうるのではないかと注目されている。一方、豪州CSIROの観測によると、 $\delta^{18}\text{O}$ は南半球で高く北半球で低い顕著な南北勾配を示すため、大気長距離輸送のトピとしての有用性も示唆されている。本研究では、1989-91年に南極昭和基地およびその上空において大気中CO₂の $\delta^{18}\text{O}$ の観測を行ったので結果を報告する。

2. 測定方法

地上における大気試料は、基地活動による汚染の影響を受けていない日を選び、平均週2回の頻度で1.5リットルサイズのガラス製容器に採取された。上空における採取は、ピラサ機を使用して地上-上空7kmの間で行われ、試料は0.55リットルの同様の容器に採取された。CO₂精製は、保存容器内におけるCO₂-H₂O間の酸素同位体交換を避けるため、基地において4日以内に行われた。精製試料の $\delta^{18}\text{O}$ は国内で極地研所有の質量分析計MAT-8Eにより決定され、さらに試料中N₂Oに対する補正が行われた。比較のために採取した試料を国内に持ち帰ってから精製し分析を行ったところ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値は、現場精製された物と比べて長期保存期間中の酸素同位体交換の影響と考えられる著しい低下を示した。このことから $\delta^{18}\text{O}$ 測定に対する現場精製の有用性が示唆された。

なお、 $\delta^{18}\text{O}$ および炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ について、研究機関間で測定値の系統的な差異が生じている例も報告されている。今後、他機関と相互比較検定が実施されるまで、絶対値で以下に示した結果と他研究機関の結果を比較する場合は注意が必要である。

3. 結果と考察

昭和基地における $\delta^{18}\text{O}$ の時間変化を図1に示す。真夏に最高、真冬に最低を示す顕著な季節変化を示している。季節変化の振幅は0.27‰である。昭和基地におけるCO₂濃度の平均的な季節変化の最高値は9月下旬、最低値は3月下旬に現れ、それぞれ $\delta^{18}\text{O}$ の最低値・最高値の出現時期と比べると約2カ月遅い。クマフ島ヶブグムにおける結果によると $\delta^{18}\text{O}$ の最高値は12月下旬、最低値は7月上旬に出現し、その振幅は0.23‰であり、昭和基地の結果とよく一致している。図2は、昭和基地上空における $\delta^{18}\text{O}$ の平均的な鉛直分布を示したものである。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は上空ほど低く、地上と5km以上との差は0.13‰である。また、鉛直勾配は、わずかに上空

で急になっている。上空ほど $\delta^{18}\text{O}$ が低い現象は、クマフ島付近上空でも観測されている。

昭和基地上空のCO₂濃度は、年間のほとんどの期間上空ほどわずかに高い。その結果から昭和基地におけるCO₂濃度季節変化は、対流圏上部を通した北半球からの高濃度CO₂を持った大気の輸送と対流圏下部を通した南半球中緯度からの低濃度CO₂を持った大気の輸送によって引き起こされているのではないかと示唆されている。一方、 $\delta^{18}\text{O}$ の緯度分布は上記したように著しい南北勾配を持つため、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変化も同様の輸送によって説明できるかもしれない。しかし、これだけでは $\delta^{18}\text{O}$ の最低値・最高値の出現時期とCO₂濃度の最高値・最低値の出現時期のずれは説明できない。CO₂と海水間の同位体交換の温度依存性、対流圏-成層圏間の大気交換過程および南半球中緯度における大気-生物圏間のCO₂交換に伴う酸素同位体交換等が関係しているのかもしれない。

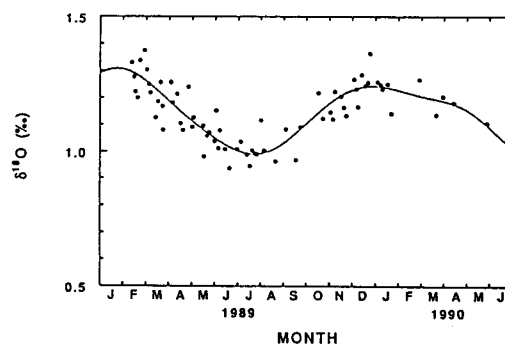


図1. 昭和基地における大気中CO₂の $\delta^{18}\text{O}$ の変化

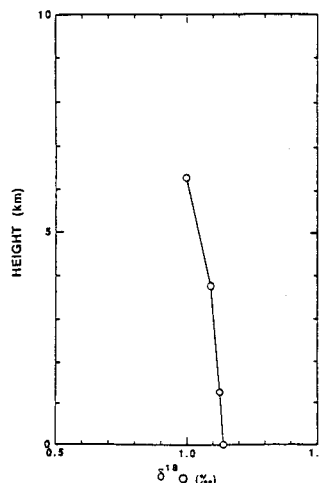


図2. 昭和基地上空における大気中CO₂の $\delta^{18}\text{O}$ の平均的な鉛直分布

1994/1995年冬季ライダー観測 (Ny-Ålesund)

足立 宏¹, 柴田 隆¹, 林 政彦¹, 酒井 哲¹, 長谷正博¹, 進 和美², 名倉義信²,
R. Neuber³, 藤原玄夫², 岩坂泰信¹

1: 名古屋大学太陽地球環境研究所 2: 福岡大学理学部 3: Alfred Wegener Institute, Germany

1. はじめに

名大S T E研と福大理学部は、1994年から冬季に、Ny-Ålesund(Svalbard, Norway: 78.5°N, 12°E)にて、ライダーによるエアロゾル観測を実施している。前回(1993/1994年冬季)には、ライダーによって極成層圏雲(PSC)からの信号が数回検出された。

今冬季(1994/1995年)は12月中旬から3月中旬にかけて観測を実施した。ここでは、観測直後から1月下旬までに断続的に観測されたPSCについて解析した結果を報告する。

2. 観測装置及び分析方法

我々のライダーシステムはNd-YAGレーザを用いて、前回と同様、以下の高度分布を同時観測している。

- ①第2高調波(532nm)での後方散乱係数
- ② " (532nm)での全偏光解消度(Dep.)

さらに今冬季は、基本波を検出するシステムを新たに加えたことによって、以下も同時に検出可能となった。

- ③基本波(1064nm)での後方散乱係数
- ④後方散乱係数の波長依存性(α)

[④は①③より導出する]

①, ③の後方散乱係数から、それぞれの波長に対する散乱比(532nm:SHG, 1064nm:F)が導出できる。これはエアロゾルの混合比に対応する。②の偏光解消

度(δ)はエアロゾルの非球形性に関係がある。④の波長依存性(α)は、エアロゾルの大きさと関係があり、大粒子が増加すると α が減少する。

これらのデータは、PSCの微物理やPSC上での不均一反応を理解する上で貴重な情報を与えるであろうことを期待している。

3. 結果

12月14日から12月24日まで連続したものとと思われるPSCが観測できた。[Fig. 1]

23km付近に、全偏光解消度の高いピークが現れる。18日には高度19km付近の散乱比が2波長とも大きくなり、後方散乱係数の波長依存性(α)が小さくなる。20日には、532nmの散乱比のピークは消えるが、 α はさらに小さくなり、全偏光解消度のピークもさらに高いものになる。

Fig. 2では、PSCが発生していると思われる層の α と1064nmの散乱比、 α とエアロゾルの偏光解消度の分布図を示す。これらは、従来考えられていたライダーデータによるPSCのタイプ分け(Browell, 1990)では説明できない。

[参考文献]

Browell, E.V. et al., Airborne lidar observations in the wintertime arctic stratosphere: Polar stratospheric clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 385-388, 1990

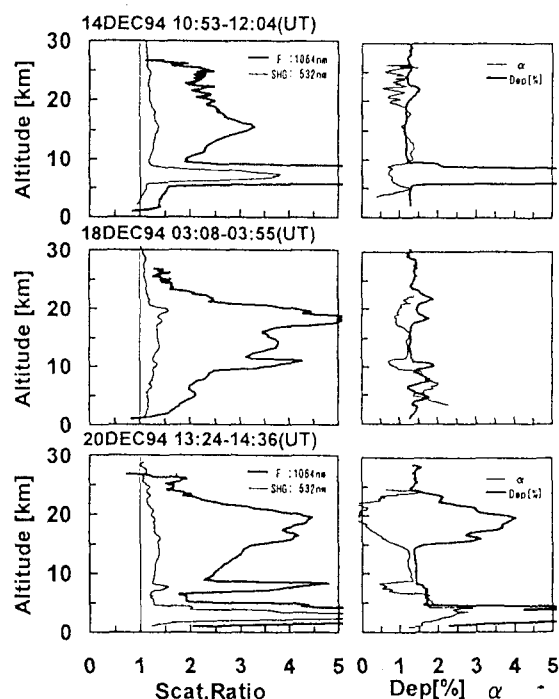


Fig. 1: 1994年12月下旬のライダープロファイル

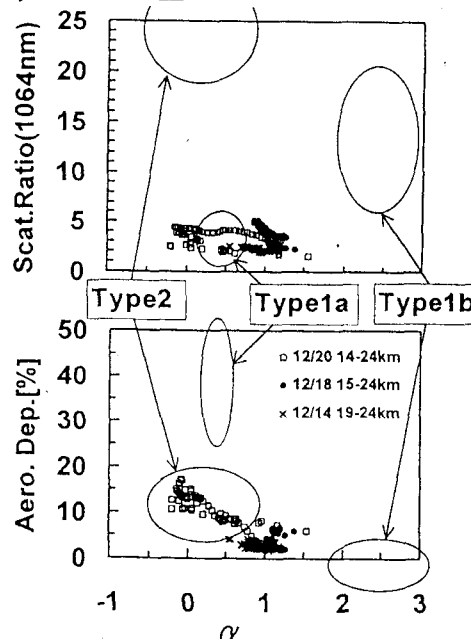


Fig. 2: PSCの、上: 後方散乱係数の波長依存性(α)と散乱比(1064nm) 下: α -エアロゾルの偏光解消度の分布図と、従来考えられていたライダーデータによるPSCのタイプ分け(Browell, 1990)

SSM/Iによる氷床表面の時系列解析

榎本浩之（北見工大）、薬科秀男（仙台電波高専）

1. はじめに

近年、マイクロ波の衛星観測により、氷床の雪氷特性が調べられている。多周波の輝度温度 T_b 、2周波の差によるgradient ratio (GR)、水平偏波 (V) と垂直偏波 (H) の差のpolarization ratio (PR)などを指標として、それらの変化と雪氷特性の関係の調査、氷床上の地域区分などが試みられている。この研究では、ドームふじ周辺の地域が、南極大陸上の雪氷圏でどのような特殊性を持つのか、マイクロ波から見た特徴を報告する。

2. 観測

データはDMSP衛星マイクロ波放射計 (SSM/I) の毎日1回の観測データを使う。1987年から1994年までのデータを使った。

a) 輝度温度 T_b

マイクロ波の輝度温度は、数メートルまでの積雪層の温度の影響を積算していることから、日変化はあまりないと考えられてきたが、日データの解析により、気温に応答して変化していることがわかった。振幅は小さくなるが、気温変化のタイミングなどはよく反映している。

ドーム周辺の輝度温度の時間変化の特徴としては、37GHz Vの季節変化の振幅が非常に大きい。大きな季節変化のこの原因としては、従来の研究から、表層付近での物理温度のそのものの変化が大きい、吸収係数が高い、散乱係数が小さいなどがあげられている。表層の密度が小さくことは、小さな熱伝導率によって表層の物理温度を上げると説明もされている。

b) gradient ratio (GR)

GRは、表層とその下層の物理温度の差を反映することが知られているが、ただしこれは夏に大きく、冬に小さくなるという季節変化を示す。またその振幅の大きさは表面から深部への熱伝導率の違いにも影響される。表面の加熱の非対称性（長い冬と短い夏）の影響が考えられている。

ドーム域は、南極大陸上で最もGR値の低い地域である。GRは気温にも比例する（図1）、GRの空間分布を見ると、低GR域がドームおよび尾根上に分布しており、「高所（低温域）」より

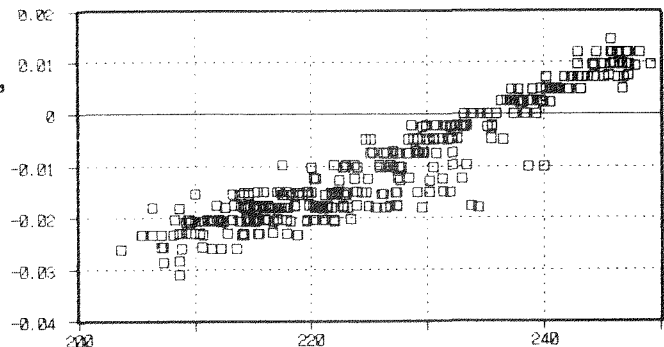


図1 中継拠点におけるGR（縦軸）と気温（横軸）の関係。

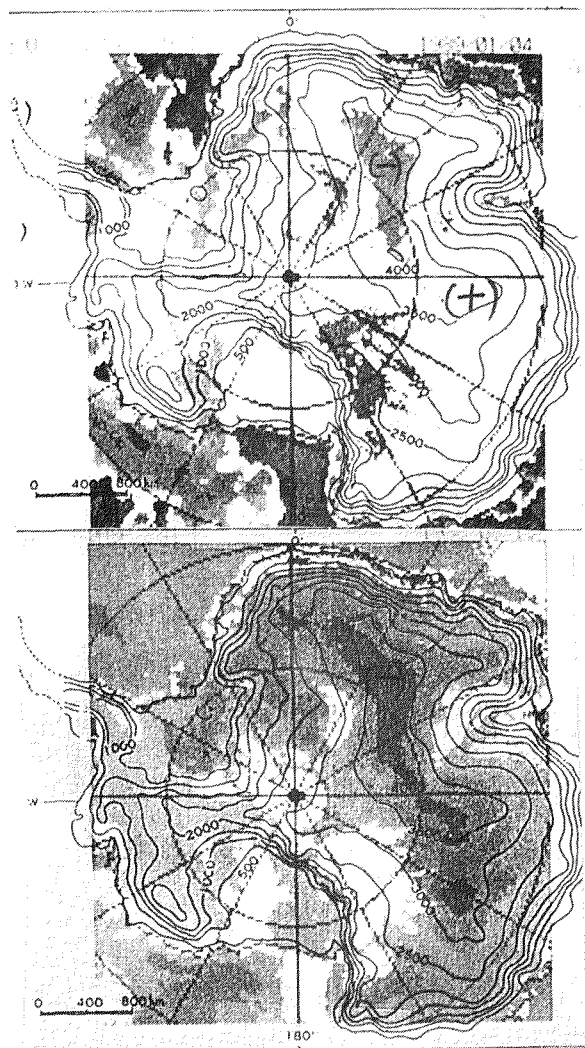


図2 GRの空間分布

上：夏のパターン、下：冬のパターン

ドーム～尾根上は通年マイナスとなっている。
(暗い部分)

「尾根上」に分布していることがわかった(図2)。尾根上特有の雪氷特性のようなものが重要であるが、まだ不明である。特に年間を通してGRがマイナスになる($37V < 19V$)地域は、この尾根上に限られている。このGRと気温の関係から、7年分の気温変動を推定してみたが、中継拠点などでは温度上昇のトレンドが見られた(図3)。ただこの結果には、温度変化と雪氷特性の変化の両方が入っているので注意が必要である。

c) polarization

ここでは、37GHzの垂直偏波と水平偏波の差を観察した。ドームと中継拠点ではその季節変化が逆転していた。中継拠点では、冬に大きく夏に小さくなり、大陸上の多くの地域は同様な変化を見せる。中継拠点付近では大きな季節変化がみられるが、この原因は水平偏波の季節変化がみずほ～中継拠点間で大きいためである(図4)。特に中継拠点付近は、南極大陸上でもっともこの変化パターンの顕著な地域であった。また、逆の変化を見せたのは、ドーム、東南極の尾根上で、GRと似た分布になっている。ドームと中継拠点がそれぞれ逆のパターンの顕著な地域に位置することが興味深い。ドームルートに多様な雪氷特性が存在していることを示すものかもしれない。

3. さいごに

マイクロ波観測から見られる特徴を見てきたが物理的な説明のついていない現象が多い。すでに説明されていた、密度、粒径との対応関係も、おもに地域区分を説明していた。あらたに、季節変化に注目することにより時間変化のある積雪時期、表面状態(霜)、融解などの新たな情報が得られると期待される。

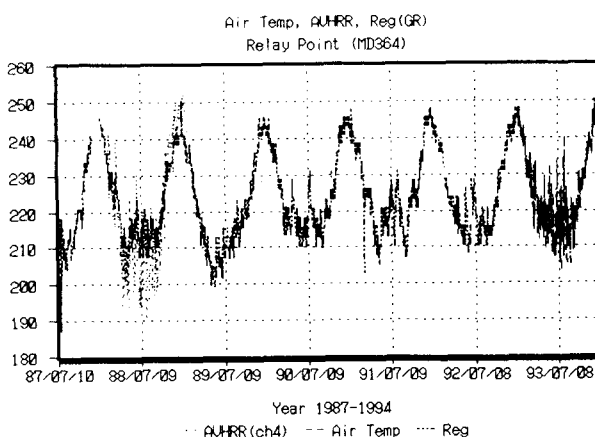


図3 図1のGRと気温の1次相関をもとに推定した1987年からの気温変化(中継拠点)

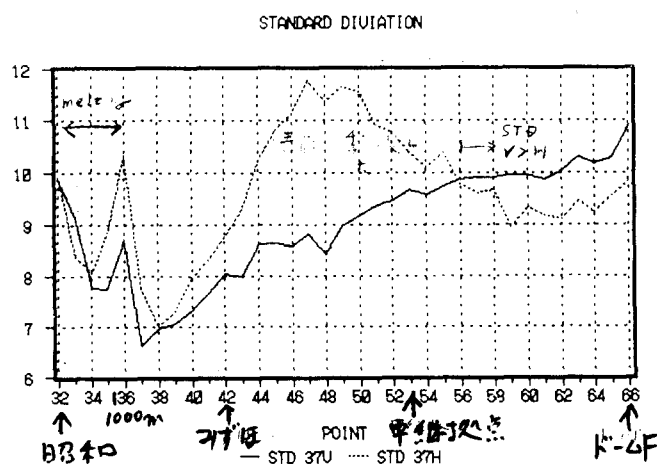


図4 37GHzの垂直偏波(実線)と水平偏波(波線)の標準偏差。昭和ドーム間の変化。

衛星観測による1987-1994年の昭和基地沖の海水状況 -1993/94年夏季の多氷についての考察-

榎本浩之¹、藁科秀男²、斎藤隆志³、白岩孝行⁴

(¹北見工大、²仙台電波高専、³京大防災研、⁴北大低温研)

1. はじめに

昭和基地沖は南極大陸周辺でも、最も多く海水の存在する地域の一つである。11～12月は南極圏の多くの地域では海水の減少する時期であるが、昭和基地沖では海水が停滞する、あるいは逆に密集化する様子が見られる。

1993年12月、35次観測隊を乗せた砕氷艦「しらせ」は、厳しい氷状に進行を阻まれ、昭和基地接岸を断念したが、「しらせ」の接岸を阻んだのは厚く発達した定着水だけではなく、その沖の流水帯での発散・収束の繰り返しでもあった。

この研究では1987年から1994年の衛星による海水観測データから、この7年間の昭和基地沖の海水状況の年々変動を比べ、1993年の特徴を調べた。また夏季(12月)の氷状の傾向がその前の秋(7カ月前)に現れていることを見いだした。

2. 観測

ここでは、DMSP衛星のマイクロ波放射計(SSM/I)の毎日のデータを用いた。毎年12月初旬と中旬の輝度温度分布を比較すると、1993年は12月中旬になっても大きな値を見せ、逆に1992年は減少していたことがわかる。この違いは12月初旬にすでに現れていることが、マイクロ波の輝度分布図で認められる。ただし、海水縁は1992年の方が拡大している。Navy-N0AAの密接度分布図では、1992年と1993年の違いは見いだせない。むしろ1992年の方が海水域が広いことから、氷状が厳しいようにも見られるかもしれない。

この輝度温度は通常、海水が高く、水面が低いことから、マイクロ波放射計の観測視野内の海水の存在率(密接度)にも関係するが、積雪やその融解に水にも影響を受けるため、解釈は複雑である。ただ、海水域で融解水や積雪のマイクロ波の輝度温度に対する効果が現れる条件として、高度に密接した海水域であることが重要である。

図2に昭和基地の150 km沖の点の輝度温度の7年分の比較を示す。1993年の輝度温度が年間を通して(冬も)大きかったことから、融解

水の影響ではないと考えられる。高密接化または高密接化と多積雪の組み合わせられた状態などが予想される。この図から12月の海水消耗の時期の早晩は、4月～5月の海水成長の初期の輝度温度にすでに現れていることがわかる。例えば1993年と1989年は、速い時期から輝度温度が大きくなっている(海水が成長が早い)。また1992年は秋の海水成長が遅く、夏の海水の消耗が早かったことがわかる。

1993年の冬は気温が低く、これがその後の海水状況に影響したとも考えられるが、今回の結果は海水成長の兆しは、冬を待たずに秋から始まっていたことがわかる。南極大陸周縁部の気温は海水量と相関が高いが、この気温-海水の関係が海水が発達し始める秋から存在している用である。

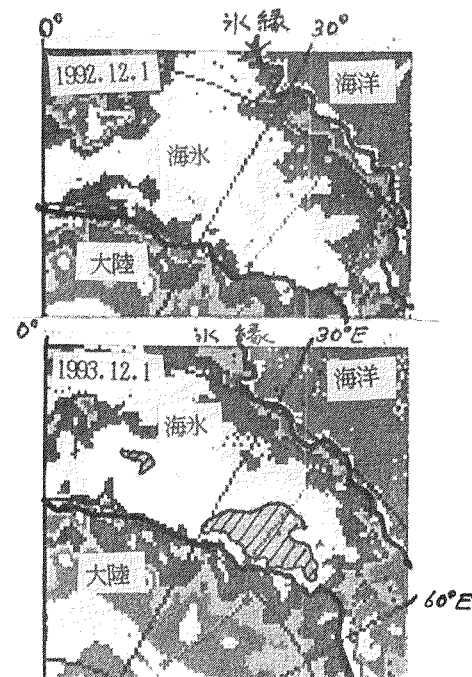


図1 昭和基地沖(0°E～60°E)のマイクロ波輝度温度(19GHz)。
(上) 1992年12月1日、(下) 1993年12月1日。斜線部は大きな輝度温度を示す地域。

これが、海洋に起因するものであるか、大気にそのような長期変動が生じているのか、あるいは大気-海水-海洋系で秋の状態をきっかけとして相互作用が発達して行くのかは興味ある課題である。

同様の比較を、定着氷縁～大利根水路を含む地域について行ったが、年々の違いは顕著ではなかった。より沖（昭和基地から150km～）の海域の変動の方が、流水域の長期（～年スケール）の変動を表しやすいようである。縁辺部の大利根水路の変動と沖の流水帯の変動は別に検討する必要がある。

1993年におこなった航空機からの表面温度・表面状態の観測からは、寒冷年でも大利根水路に付近では高温域が見いだされ、薄氷や水面が存在していた。また12月の観測では昭和基地～大利根水路間では沖に行くにつれ積雪の増えている可能性も見いだされたが、その沖については不明であり、輝度温度の分布の解釈は難しい。

3. まとめ

・7年間の衛星観測データから、1993年12月の昭和基地沖の海水域は最も多氷、あるいは多雪の状態であったことが見いだされた。この氷状の兆候は、ほぼ年間を通じてマイクロ波のデータに現れており、5月前後の時期までさかのぼって認められることがわかった。つまり、冬の海水状況と海水融解・散逸期の状況を定める条件が前回の夏～秋にすでに存在していることになる。

・現在、輝度温度そのものや、アルゴリズムを通して得られる密接度が衛星マイクロ波観測の主要成果あるが、今回の結果を検討するには情報は不十分である。物理温度、積雪、海水厚さの影響を分離・抽出できる新たな解析方法が必要である。

・今回使用したCD-ROMによるマイクロ波データの入手では、観測時期から1年近くかかるが、インターネットの利用により早期入手が可能になれば、さらに有効なデータとなる。

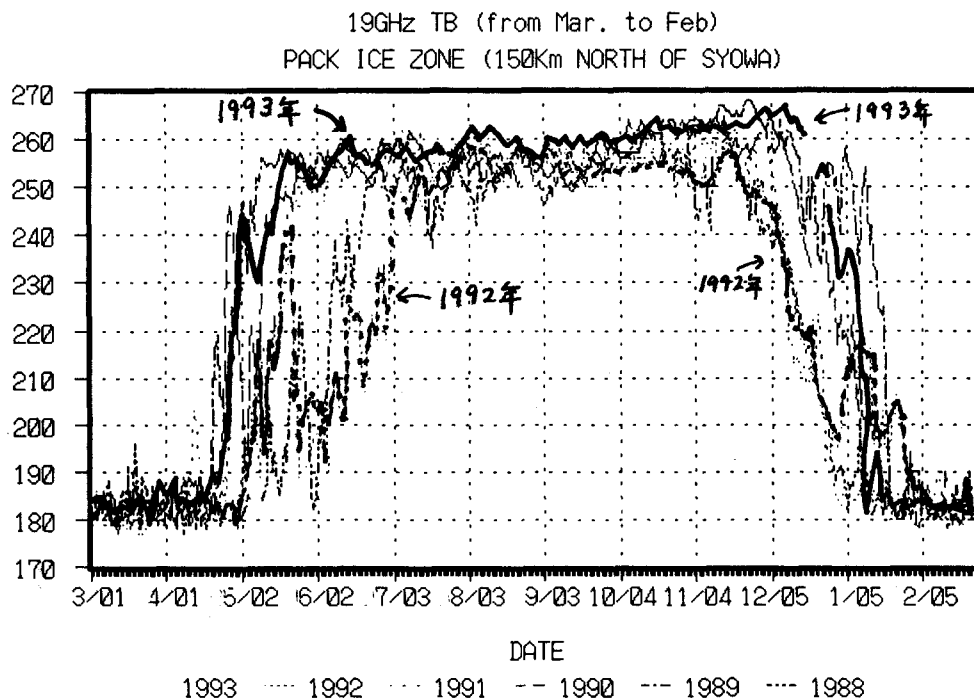


図2 1987～1994年のマイクロ波（19GHz）輝度温度。
観測地域は昭和基地沖150km。

南極沿岸ポリニアにおける海氷生産と対流混合

牛尾収輝(極地研)・滝沢隆俊(海洋科学技術センター)

大島慶一郎・河村俊行(北大 低温研)

はじめに

南極大陸周辺に広がる海氷域には厳冬期でさえも、開水面あるいは薄氷で覆われた領域(ポリニア)が出現する。東クイーンモードランド沿岸の定着氷野とその沖合に発達する流氷域の間でも、これまで人工衛星や航空機観測の結果から、沿岸ポリニアの存在が指摘されていた。寒気にさらされたポリニア域においては、熱や物質交換が活発に起こっていると予測されるが、現地観測例が少ないこともあり、海洋現象の実態はよくわかっていない。そこで JARE-31,32 で行なった航空機観測および過去の夏季船上観測データを用いて、沿岸ポリニアの海洋構造の特性を調べた。その結果、表層の対流混合に伴う、深層水の取り込みが生じている可能性が示された。

対象海域とデータ

データ解析を行なったのは、 65°S 以南、 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{E}$ の海域で、ここでは過去30年以上にわたって砕氷船による各層/XBT観測(331点)が行なわれている。1990~1992年の間、ほぼ通年にわたる航空機観測によって、沿岸ポリニア域での海氷生産を確かめ、水温鉛直分布(30点)を取得した。また昭和基地周辺で行なった定着氷下の海洋観測データ(2点)も比較のために用いた。さらにこの海域では人工衛星 NOAA および MOS-1 による海氷分布画像が得られている。このように本研究の対象海域は、外洋—大陸斜面—大陸棚間の海洋過程を調べるモデル領域として適している。

冬季対流混合層の厚さ

夏季水温分布データから、水温 -1°C 以下に冷却されている層の底の深さを求め、これを冬季対流混合層の厚さとする。図1に冬季対流混合層の厚さの水平分布を示す。300m以上の混合層が発達しているのは、ポリニアが頻繁に形成される大利根水路やブライド湾、および大陸沿岸の定着氷下である。特に浅い海域では海底までほぼ様な結氷温度が維持されている。沖合流氷域では相対的に混合層の厚さは小さい。このことから大陸沿岸では活発な対流混合が起こっていることがうかがえる。

海洋構造の特性が示す対流混合と深層水 entrainment

相対的に厚い混合層が形成される、大利根水路、ブライド湾、定着氷野の3海域について海洋構造を比較する。図2は各海域の典型的な水温、塩分、溶存酸素量プロファイル(500m深まで)を示す。水温はどの海域でも300m深まで一様に $-1.8\sim -1.7^{\circ}\text{C}$ で、ほぼ同じ傾向であるが、塩分は大利根水路でやや高く、ブライド湾とともに鉛直方向の一様度が大きい。一方、定着氷下では深いほど塩分が高い、つまり塩分成層の度合いが高くなっている。これは海氷生産に伴う対流混合がポリニア域においてより活発であることの現れといえる。また両ポリニア域の溶存酸素量を比べると、大利根水路の方が低い値を示している。

対流混合層の特徴をさらに比較するために、深さ50~250m間の水塊について、塩分—溶存酸素量の関係を図3に示した。大利根水路では高塩分で貧酸素、ブライド湾ではやや酸素量が多い。定着氷下では相対的に低塩分で富酸素である。開水面が形成される大利根水路では、大気からの酸素供給量が、厚い氷で覆われた定着氷野より、多いにもかかわらず、酸素量が少ない(酸素飽和度も低い)のは、貧酸素水が深層から混合層へ取り込まれている(entrainment)ためであると考えられる。この貧酸素水は混合層よりも高温・高塩分・貧酸素である周極深層水起源の水である。一方、ブライド湾の水深はわずか250~300mで、対流混合が近海底まで達しているため、大利根水路の深層にみられるような貧酸素水は存

在しない(図2)。前述した深い対流混合層の形成は、大陸沿岸で卓越している東風がもたらすエクマン輸送にその一因があると考えられているが、沿岸ポリニア域における海水生産過程も重要な役割を果たしているといえる。

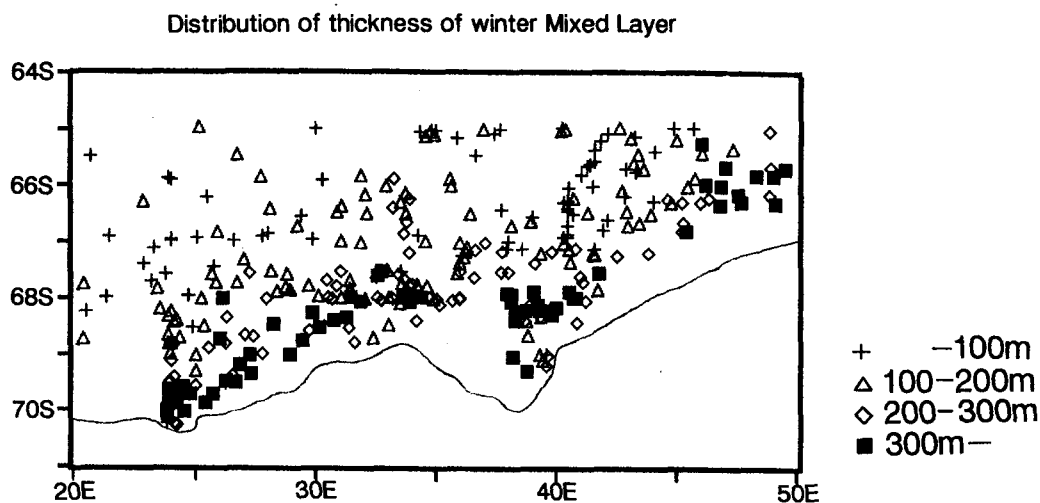


図1. 冬季対流混合層の厚さ分布.

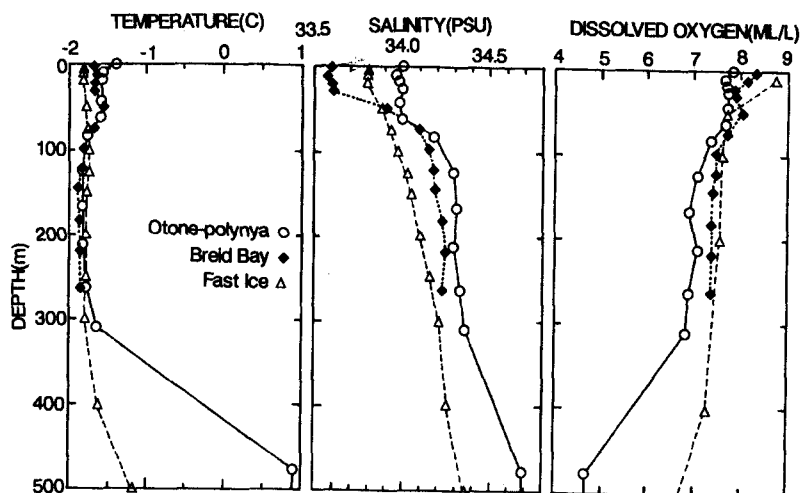


図2. 大和根水路、ブライド湾、定着氷下の海洋構造.

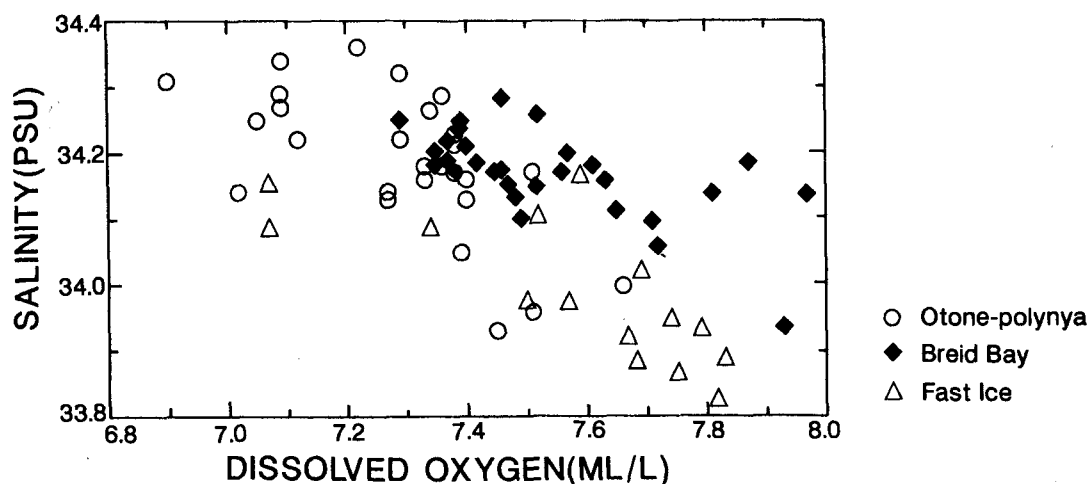
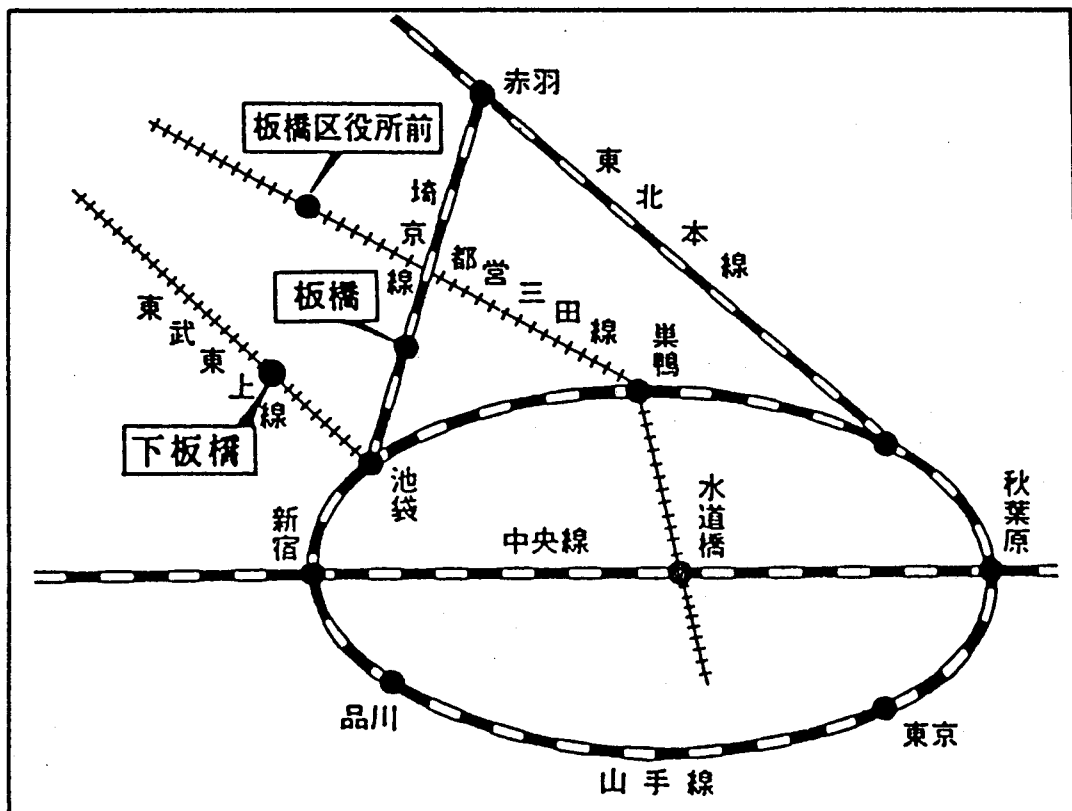


図3. 各海域の混合層における塩分-溶存酸素量の関係.

[illegible]

- JR（埼京線）板橋駅下車徒歩15分
- 地下鉄（都営三田線）板橋区役所前下車徒歩10分
- 東武東上線下板橋駅下車徒歩15分

国立極地研究所
東京都板橋区加賀1-9-10
電話 (03)3962-4711